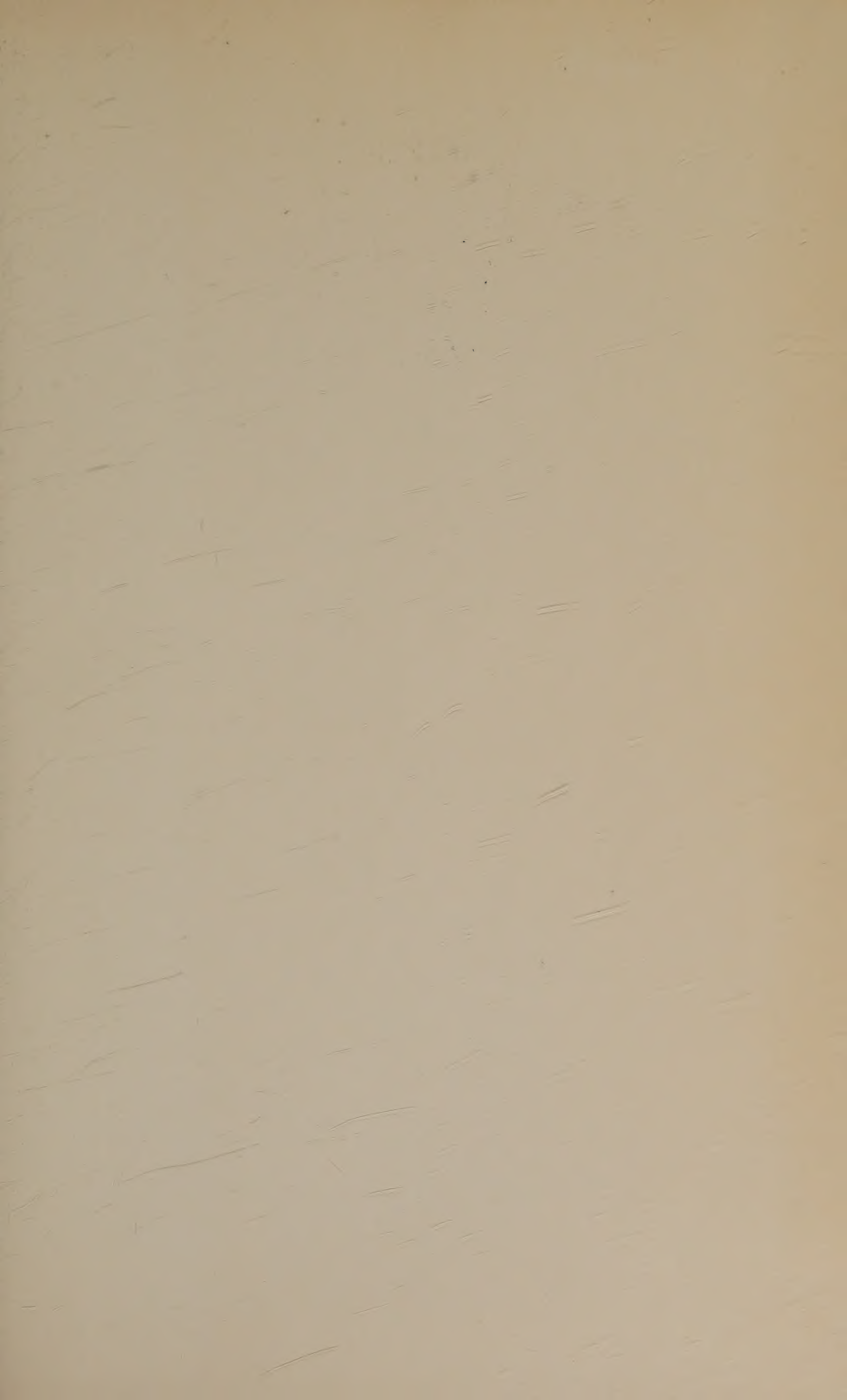
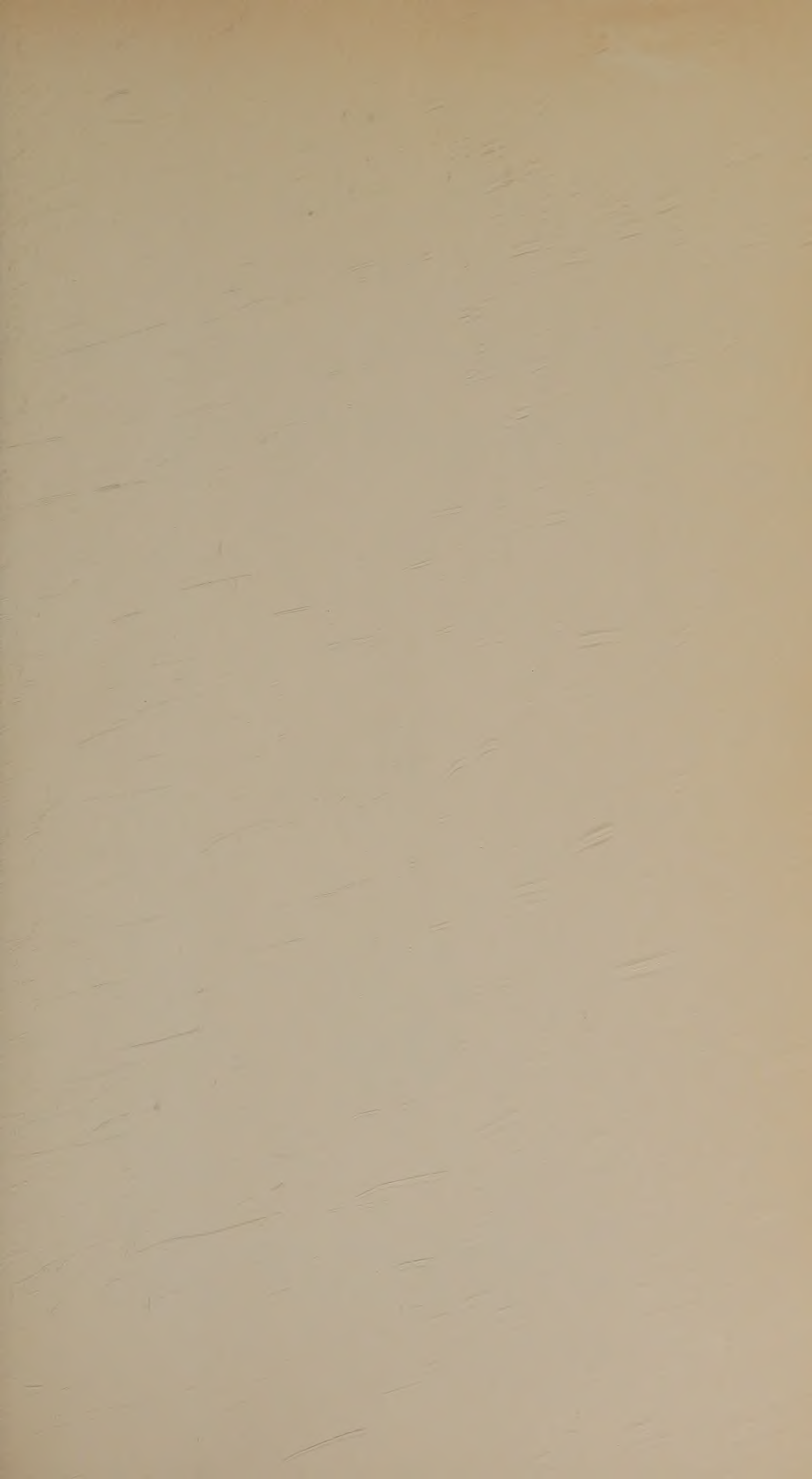








Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie

Band 4
1914



SWETS & ZEITLINGER N.V.
AMSTERDAM - 1967



Fortschritte
der
Mineralogie, Kristallographie und Petrographie

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft

unter der Redaktion von

Dr. G. Linck,

o. ö. Professor für Mineralogie und Geologie an der Universität Jena
d. Z. Schriftführer

Vierter Band

Mit 23 Abbildungen

1914

SWETS & ZEITLINGER N.V.
AMSTERDAM - 1967

Nachgedruckt mit Genehmigung des Gustav Fischer Verlags

Inhaltsverzeichnis.



Bericht über die Hauptversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am Sonntag, den 21. September 1913 nachmittags 4 Uhr.

Anwesend waren in der Hauptversammlung 27 Mitglieder, darunter vom Vorstand BECKE-Wien und LINCK-Jena. Der Vorsitzende begrüßte die Versammlung, überbrachte die Grüße der Wiener Mineralogischen Gesellschaft und gab hierauf einen Überblick über die Vorgänge in der Gesellschaft während des verflossenen Jahres. Er teilte mit, daß in dem abgelaufenen Jahr die Gesellschaft 4 Mitglieder durch den Tod verloren hat; es sind dies die Herren:

HEINRICH RICHARD, Schulrat in Wien,
Dr. HERMANN HALLWICH, Ministerialdirektor in Wien,
Professor Dr. MAX DITTRICH in Heidelberg,
Dr. MARTIN SCHWEIG in Weißwasser.

Die Versammlung erhebt sich zum ehrenden Gedächtnis der Verstorbenen. Ausgetreten sind im vergangenen Jahr 6 Mitglieder. Der Mitgliederstand war auf der Hauptversammlung im Jahr 1912 251. Er hat sich bis zu dem heutigen Tage auf 271 gehoben. Wenn man bedenkt, daß der Verleger der Fortschritte noch eine erhebliche Anzahl von Abonnenten für die Fortschritte hat, die nicht Mitglieder der Gesellschaft sind, so ist die Zahl der Mitglieder ein erfreuliches Zeichen.

Der Kassenbericht wurde im Auftrage des Schatzmeisters, der leider der Versammlung nicht beiwohnen konnte, von dem Schriftführer erstattet. Es ist demselben zu entnehmen, daß der Kassenbestand zu Beginn des Jahres 1911

	633.58	M. betrug.
Mitgliederbeiträge für 1912	1393.08	„
Beiträge für 2 lebenslängliche Mitglieder .	300.10	„
Kapitalzinsen	8.75	„
Demnach Vorrat	2335.51	M.

Diesen Einnahmen stehen folgende Ausgaben gegenüber:

Fortschritte	1472.60 M.
Abhandlung Milch	175.— „
Reisekosten für den Vertreter im Damnu . . .	63.60 „
Mitgliederverzeichnisse	87.75 „
Sonstige Unkosten	97.— „
Summe der Ausgaben	1895.95 M.

Es verbleibt demnach für das Jahr 1913 ein Vorrat von 439.56 M., aus dem 300 M. für zwei lebenslängliche Mitglieder zu kapitalisieren sind. Das Vermögen besteht heute demnach aus 500 M. nominal $3\frac{1}{2}$ prozentigen preußischen Konsols, denen noch 300 M. wie oben gesagt, beigefügt werden; also im ganzen aus 800 M. in Staatspapieren. Wie man sieht, ist der Vorrat für das Jahr 1913 wieder kleiner geworden, das ist im wesentlichen zurückzuführen auf die Kosten für die Fortschritte. Es besteht aber begründete Aussicht, daß sich dieses Verhältnis wieder ändern wird, denn das Jahr 1913 ist das erste, in welchem der erhöhte Beitrag von 7.50 M. bezahlt wird.

Die Rechnung war geprüft und richtig befunden von den Herren Schwarzmann-Karlsruhe und Ritzel-Jena. So wurde der Antrag des Schriftführers auf Entlastung des Schatzmeisters angenommen und dem Schatzmeister der Dank für die Geschäftsführung ausgesprochen.

Als erster Stellvertreter des Vorsitzenden wurde Bergeat-Königsberg wiedergewählt. Ebenso wurden die beiden Rechnungsprüfer des vergangenen Jahres durch einstimmige Akklamation mit dem Amte wieder betraut.

Sodann wurde die neue Satzung beraten, die wegen der in Aussicht genommenen Eintragung des Vereins in das Vereinsregister in Jena einige Änderungen erfahren mußte. Die Annahme der abgeänderten Satzung erfolgte schließlich einstimmig und die Eintragung in das Vereinsregister in Jena ist inzwischen erfolgt. Die neue Satzung ist sämtlichen Mitgliedern bereits zugegangen.

Als Ort der nächsten Versammlung wurde Hannover bestimmt und als Zeit die Tagung der deutschen Naturforscher und Ärzte. Als Diskussionsthema für diese Versammlung wurden Referate über die Salzlagerstätten gewählt. Die Referenten wird der Vorstand im Einvernehmen mit dem wissenschaftlichen Beirat bestimmen.

Bezüglich der Fortschritte war vom Vorstand der Antrag auf Änderung des Titels gestellt worden, und zwar war beantragt, daß er in Zukunft heißen sollte: „Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, herausgegeben von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, unter Redaktion von . . .“ Dieser Antrag wurde einstimmig angenommen. Es wurde sodann von einem Mitgliede angeregt, die Referate der Fortschritte insofern anders zu

gestalten, als die Artikel ein größeres Gebiet umfassen und weniger persönlich gehalten sein sollten. Diese Anregung fand aber wegen der Schwierigkeit der Durchführung keinen Anklang, so sehr man auch die Zweckmäßigkeit der Anregung zugeben mußte. Es wurde deshalb beschlossen, in Zukunft bis auf weiteres ebenso wie bisher zu verfahren.

Weiterhin wurde auf Antrag aus der Versammlung der Beschluß gefaßt, alljährlich ein Mitgliederverzeichnis herauszugeben, dessen Kosten aber nicht den Fortschritten zur Last fallen sollten.

Es gibt sodann Brauns-Bonn einen Bericht über seine Tätigkeit als unser Vertreter im Damnu, zu dessen Unkosten der Vorstand im Laufe des Jahres einen jährlichen Beitrag von 50 M. bewilligt hatte.

Am Schlusse dieser Sitzung brachte Rinne-Leipzig im Namen der Versammelten dem Wiener Geschäftsführer, Herrn F. Becke und der Wiener Mineralogischen Gesellschaft, den Dank für ihre Mühewaltung dar.

Da für den heutigen Tag sonst nichts vorlag, aber nach Inkrafttreten des neuen Statuts der viergliedrige wissenschaftliche Beirat noch zu wählen war, so wurde die Mitgliederversammlung auf Dienstag, den 23. September 1913, nachmittags 5 Uhr, vertagt.

In dieser Versammlung, die, ebenso wie die erste, in dem mineralogischen und petrographischen Institut der Universität stattfand, wurde sodann durch Stimmzettel die Wahl des wissenschaftlichen Beirats vorgenommen und zwar wurden gewählt:

Brauns-Bonn mit 21 Stimmen,
Rinne-Leipzig mit 16 Stimmen,
Berwerth-Wien mit 15 Stimmen,
Grubenmann-Zürich mit 15 Stimmen.

Alle 4 Herren haben inzwischen erklärt, die Wahl annehmen zu wollen
Nach dieser Wahl wurde die Mitgliederversammlung geschlossen.

Die nächsten Vor- und Nachmittage bis zum Donnerstag einschließlich waren den Vorträgen gewidmet, während vor und nach der Versammlung einige Exkursionen stattfanden. Zu den Exkursionen nach der Tagung hatte die Wiener Mineralogische Gesellschaft in dankenswerter Weise orientierende Publikationen veranstaltet und den Teilnehmern zur Verfügung gestellt.

F. Becke. G. Linck.

1*

Bericht über die Exkursionen.

Vor der Versammlung.

Exkursion ins Böhmische Mittelgebirge.

Am Donnerstag, den 18. September fuhr man früh mit dem Dampfschiff von Aussig ab, um zunächst jenen Teil des Böhmischen Mittelgebirges zu besuchen, welcher den mannigfaltigsten geologischen Bau besitzt. In Wesseln verließ man das Schiff und besuchte die Gänge von Monchiquit und Bostonit, die im Lakkolith des tephritischen Phonoliths am Ziegenberge aufsetzen. Unterhalb des Dorfes Pömmerle gelangte man in den Bereich der Essexitstöcke, ihrer Kontakthöfe und der reichen Ganggefolgschaft, die von den Essexitstöcken ausstrahlen. Von Pömmerle abwärts wurden Gänge von Monchiquit, Mondhaldeït, Sodalithbostonit und Trachyt berührt. Jüngerer Trachyttuff, Nephelin-Phonolith mit Gängen von Nephelin-Porphyr wurden besucht, ferner der Rongstocker Essexitstock und sein Kontakthof mit Kalksilikathornfels und propylitisierten Ganggesteinen. Auch verschiedene „Gemischte Gänge“ wurden beobachtet. Von Topkowitz aus fuhr man auf das rechte Elbufer, um den Gangstock von Nephelinbasalt mit schönen Monchiquitgängen am Kahlen Berge bei Jakuben und den Phonolith-Lakkolith des Mädsteins bei Neschwitz mit seinem Mergel-Kontakt zu studieren.

Der nächste Tag (Freitag, 19. September) galt dem Besuche des Phonolith-Lakkolithen von Kojeditz und der Hohen Wostray. Auf dem Wege von der Wostray zum Schreckenstein konnte der Aufbau des zentralen Mittelgebirges studiert werden: zu oberst Tephritdecken, darunter tophritische Brockentuffe, unter ihnen Decken von Basalten und vielfache Lagen von Basalttuffen. Am Schanzberge wurde der bekannte „Nephelindolerit von Schreckenstein“ aufgesucht. Nach der Überfuhr über die Elbe bei Wannow begab man sich talabwärts zum Workotsch und zum Wasserfalle und von hier entlang der den oligozänen Sanden aufgelagerten Tuffmassen und Basaltdecken über die Ferdinandshöhe nach Aussig.

Am Abend dieses Tages wurde noch dem im Weichbilde der Stadt Aussig gelegenen großen Steinbruch im Natrolith-Phonolith des Marienberges ein Besuch abgestattet und von den daselbst reichlich auftretenden schönen Zeolith-Stufen aufgesammelt.

Der Morgen des 20. September zeigte ein regnerisches Antlitz. Deßungeachtet konnte der Kontakt von Tonmergel und Phonolith auf der Nordostseite des Marienberg-Lakkolithen noch studiert und in den Steinbrüchen „bei der Hafenschänke" reiche Ausbeute an prächtigen Stufen von Apophyllit, Natrolith usw. gemacht werden. Am Mittag des gleichen Tages wurde die Exkursion programmgemäß beendet.

Ein Führer für die Exkursion wurde nicht in Druck gegeben, weil die Blätter Aussig, Großpriesen und Rongstock-Bodenbach der Geologischen Karte des Böhmischen Mittelgebirges und die zugehörigen Erläuterungstexte als „Führer" für die besuchten Gebiete benützbar sind.

J. E. Hibsch.

Nach der Versammlung.

Zur Erläuterung der Exkursionen wurden von der Wiener Mineralogischen Gesellschaft verteilt:

Der Karbonzug der Veitsch (Steiermark) und die in ihm enthaltenen Magnesite von Karl A. Redlich. Als Festgabe überreicht von der Wiener Mineralogischen Gesellschaft September 1913. Mit Abhandlungen von K. A. Redlich und O. Grosspietsch, einer geologischen Karte, zwei Lichtdrucktafeln und zahlreichen Figuren im Text. Verlag Julius Springer, Berlin 1913.

Das niederösterreichische Waldviertel, herausgegeben von der Wiener Mineralogischen Gesellschaft zur 85. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien 1913. Mit Abhandlungen von F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. v. Görgey, einer geologisch petrographischen Karte, 1 Titelbild, 6 Textfiguren. Verlag A. v. Hoelder, Wien 1913.

I. Exkursion zu den Magnesit- und Siderit-Lagerstätten der Nordost-Alpen.

Freitag, den 26. bis Sonntag, den 28. September 1913.

Die Teilnehmer fuhren Freitag früh mit der Südbahn nach Mitterdorf, von hier mit Wagen, die von der Gesellschaft Veitscher Mag-

nesitwerke beigestellt waren, nach Veitsch, wo unter Führung von Werksdirektor Bell und Professor K. Redlich die Aufschlüsse der Magnesitlagerstätte studiert wurden. Reichliche Gelegenheit zum Sammeln war geboten. Das Verhältnis des grobkristallinen Magnesit zum Nebengestein konnte am Anstehenden und in Stücken trefflich beobachtet werden. Sehr lehrreich ist das Auftreten verschiedener Arten von Dolomit: 1. Reste des ursprünglichen Gesteins, grau feinkörnig mit Andeutung von Schichtung, Fossilspuren, von feinsten Klüften aus durch grobspätigen Magnesit verdrängt, der mit zackigen Kristallumrissen in das feinkörnige Gestein eindringt. 2. Große spätige Individuen im körnigen Magnesit schwimmend, ohne Kristallform, gleichzeitig mit Magnesit gebildet. 3. Durchscheinende Kristalle meist $3\bar{1}\bar{1}\cdot111\cdot100$ auf Klüften im Magnesit als jüngere Bildung. Trefflich sichtbar sind auch die jüngeren Quarzgänge mit Fahlerz und Kupferkies.

Abends wurde nach einem von der Werkdirektion gebotenen Mahle die Reise nach Leoben fortgesetzt.

Samstag, 27. September, wurde unter Führung von Dr. Leitmeier der Olivinfelsstock von Kraubat besucht. Das Intrusivgestein liegt in altkristallinem Schiefergneis. Die Randzone besteht aus stellenweise deutlich geschiefertem Serpentin, der Kern aus teilweise serpentinisiertem Olivinfels, welcher Schlieren von grobkörnigem Bronzitfels enthält, und als magmatische Differenzierung absätzige Lagerstätten von Chromit führt. Reichlich vorhanden sind Spaltenfüllungen von weißem dichten Magnesit, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen und Gegenstand des Abbaues sind.

Nachmittag wurde die Fahrt über St. Michael und Leoben nach Prebichl angetreten, der Ausgangsstation für

Sonntag, 28. September, zur Besichtigung des Erzberges bei Eisenerz. Von der Österreichisch-Alpinen Montangesellschaft war Ingenieur Schaer zur Führung beigegeben worden. Die großartigen Aufschlüsse des Eisenerzer Erzbergs konnten trotz des ziemlich ungünstigen Wetters trefflich studiert werden. Bei dem von der Alpinen Montangesellschaft dargebotenen Mittagessen begrüßte Oberingenieur Roesner die Gelehrten namens der Bergdirektion.

Eine lange Bahnfahrt brachte die Teilnehmer nach Krems.

II. Exkursion im niederösterreichischen Waldviertel.

Diese Exkursion sollte den Teilnehmern eine Anschauung der Entwicklung der kristallinen Schiefer im niederösterreichischen Wald-

viertel, namentlich den Unterschied der moravischen und moldanubischen Zone (F. E. Suess), in der letzteren das Verhältnis der Orthogneise (Granulit und Gföhlergneis) zu den Paragneisen vermitteln.

Montag, den 29. September. Früh wurde mit der Bahn nach Eggenburg gefahren, dem Krahuletz-Museum ein kurzer Besuch abgestattet und unter Führung von F. E. Suess die charakteristischen Gesteine der moravischen Zone: Eggenburger Granit, moravische Schiefer, die zwischen Phyllit, Glimmerschiefer, Quarzit schwanken und nur in dichten Kalksilikathornfelsen Spuren von Granit-Kontakt bewahren, dann bei Meiselsdorf moravischer Kalk (Marmor) und in Steinbrüchen trefflich aufgeschlossen der Bittescher Gneis studiert.

Bei der Mittagstation Dreieichen erreichte man die grobschuppigen biotitreichen moldanubischen Glimmerschiefer; auf dem Wege nach Horn traf man Aufschlüsse in moldanubischen Adergneisen.

Dienstag, 30. September. Unter Führung von A. Himmelbauer wurden Aufschlüsse im Augitgneis des Taffatales, dann ein schönes Profil von dem geaderten und gefalteten „Seyberergneis" bei Rosenburg durch körnigstreifigen Amphibolit, Granitgneis, Granulit, bis zum Diallag-Amphibolit von Wanzenau abgegangen; der Rückweg über die Brünnelleiten brachte ferner Pyrop-Olivinfels und prächtige Aufschlüsse über das intrusive Eindringen des Granitgneises im körnigstreifigen Amphibolit.

Nachmittag wurde die Grenzzone zwischen dem moldanubischen Glimmerschiefer und dem moravischen Bittescher Gneis unter Führung von F. E. Suess bei Stiefern im unteren Kamptal begangen. Eine scharfe flach West fallende Grenzfläche, von F. E. Suess als Überschiebungsfläche gedeutet, trennt die beiden Gesteinzonen. Übernachtet wurde in Krems.

Mittwoch, 1. Oktober. Unter Führung von F. Becke wurden die Aufschlüsse im unteren Kremstal besucht (Schiefergneis, z. T. von Intrusivgneis durchsetzt, plattige Amphibolite mit einer sehr deutlichen Intrusion von Aplitgneis; in der streichenden Verlängerung dieses Amphibolits im großen Steinbruch gegenüber Rehberg vortrefflich aufgeschlossen Gabbro-Amphibolit in Linsen, vom plattigen feinkörnigen Amphibolit umfaßt).

Die Fahrt mit dem Dampfer im Donautal (Wachau) aufwärts quer durch die mächtige Masse von Gföhlergneis mit den charakteristischen Felsbildungen bei Dürnstein litt unter trübem nebligen Wetter. In Spitz wurden die Steinbrüche im Kalkmarmor mit Gängen und Lagern von Pegmatit und Aplit, mit den oft zerrissenen und von

Marmor und Augitgneis plastisch umschmiegten Amphibolit-Zwischenlagen besucht; eine kurze Bahnfahrt brachte die Teilnehmer nach Weißenkirchen. Von hier bis Dürnstein sind die Liegendgneise der Gföhlergneismasse (Schiefergneise und mannigfache Amphibolite mit kleinen, von Reaktionssäumen umgebenen Augitgneislinsen, dicken plumpen Linsen von Granat-Amphibolit, sehr mannigfache Durchaderungen durch Aplit und Pegmatit) studiert worden. Den Beschluß bildeten die seltsamen Reaktionssäume am Kontakt von Olivinfels und Gföhlergneis bei Dürnstein, die bekannten Anthophyllit-Knollen.

F. Becke.

1. Referat, erstattet in Wien.

Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen.

Vortrag, gehalten auf Einladung der deutschen mineralogischen Gesellschaft bei der 6. Jahresversammlung in Wien.

Von

Karl A. Redlich,
Prag.

Mit 1 Figur.

Das letzte Jahrzehnt hat auf dem Gebiete der Minerogenesis ganz außerordentliche Fortschritte zu verzeichnen, so daß man sagen kann, die Frage nach der Entstehung der Mineralien und Gesteine sei ein eigener Wissenszweig geworden, der um so größere Bedeutung erlangt hat, als sich die Naturbeobachtung mit dem Laboratoriumsversuch vereinigt haben, die sich nun gegenseitig befruchten, kontrollieren und unterstützen können. Daß nur unter dieser Bedingung eine gedeihliche Arbeit auf diesem Gebiete möglich ist, zeigt am besten das von mir hier zum Referat gebrachte Thema des Magnesits. Während in den letzten Jahren G. Linck, K. Spangenberg, Leitmeier usw. sich namentlich mit der künstlichen Darstellung dieses Minerals befaßten, haben Weinschenk, Redlich usw. soviel als möglich Naturbeobachtungen zusammenzutragen gesucht, um so dem Werden in der Natur in dieser Frage näher zu kommen.

In kurzer Übersicht sollen vor allem die Resultate der wichtigsten Versuche, künstlich den Magnesit herzustellen, gegeben werden. Aus den bis jetzt gemachten Beobachtungen in der Natur wird sich die Ausschaltung der einen und die Möglichkeit der anderen Experimente, welche sich den Naturvorgängen nähern, von selbst ergeben.

H. SÉNARMONT und CH. DE MARIGNAC haben schon vor längerer Zeit den Magnesit künstlich dargestellt; der erstere durch Erhitzen einer Magnesiumbikarbonatlösung in einem Gefäß mit einem porösen Stopfen und durch Erhitzen einer gemischten Lösung von Natriumkarbonat und Magnesiumsulfat im geschlossenen Rohr auf 160—175 Grad, der letztere durch Umsetzung zwischen Calciumkarbonat und Magnesiumchlorid [1]).

F. W. PFAFF stellte eine mit Schwefelwasserstoff gesättigte Lösung von Calcium und Magnesiumkarbonat (Magnesia alba) dar, aus der durch Einleiten von Kohlensäure unter gleichzeitiger Verdunstung eine stark doppelt brechende Masse ausfiel, die sich als kohlensaure Magnesia und etwas Kalk erwies. KLEMENT scheint es gelungen zu sein, durch Erhitzen fein gepulverten Aragonits mit einer konzentrierten Lösung von Chlornatrium, Magnesiumsulfat und Magnesiumchlorid, Dolomit und Magnesit darzustellen, doch ist auch hier nicht erklärt, warum sich unter diesen Verhältnissen Dolomit bildete. Geheimrat G. LINCK hat in den letzten Jahren mit einem Stab von Schülern die Magnesitbildungsfrage außerordentlich gefördert, man kann sagen, vieles so gelöst, daß es den Vorgängen in der Natur sehr nahe kommt. Er war so liebenswürdig, die Resultate mir in einem kurzen Auszug zur Verfügung zu stellen, den ich hier wortgetreu wiedergebe. Er hat vor allem gezeigt, daß man bei einer gleichzeitigen Fällung von gemischten Calcium- und Magnesiumsalzlösungen mit Karbonaten der Alkalien und des Ammoniums Mischsalze von wasserfreien Magnesium- und Calciumkarbonat in der Modifikation des Vaterits darstellen kann. Bei Anwendung von Kohlensäureüberdruck bei dieser Darstellung bilden sich Sphärolite, die offenbar aus einem Gemenge von Dolomit und Kalkspat bestehen. Im Anschluß an diese Untersuchungen wurde dann von dem Schüler LINCK's, K. SPANGENBERG [2]), die Bedingungen für die Dolomitbildung genauer untersucht und es ergaben seine Experimente, sowie die K. SCHMIDT's [3]) und W. DIESEL's [4]), daß bei Atmosphärendruck das Magnesiumkarbonat

[1]) Die ältere Literatur siehe bei G. LINCK: Über die Bildung der Karbonate des Calcium, Magnesium und Eisens. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, 1911, S. 135 ff. und H. LEITMEIER, Synthese des Magnesits. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, 1911, S. 291 ff.

[2]) K. SPANGENBERG, Die künstliche Darstellung des Dolomits. Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 52, 1913, S. 529 ff.

[3]) K. SCHMIDT, Über Mischsalze von Calcium-Magnesium-Karbonat. Dissertation, Jena 1913.

[4]) W. DIESEL, Über isomorphe Mischsalze von wasserfreiem Kalk, Magnesium- und Eisenkarbonat. Zeitschr. f. Kristallographie, 1911, Bd. 50, S. 250 ff. und J. PEINE, Beiträge zur Kenntnis der Abscheidung des kohlensauren Kalkes aus meerwasserähnlichen Lösungen. Dissertation, Jena 1913.

allein in hydratisierter Form zur Abscheidung gelangt, daß hingegen bei gleichzeitiger Fällung von Kalksalzen sich die Karbonate des Calciums und des Magnesiums gemischt in der wasserfreien Vaterit-Modifikation abscheiden. Wendet man Kohlensäureüberdruck an, dann ist von dem Magnesiumkarbonat dagegen nur die wasserfreie rhomboedrische Modifikation des Magnesiumkarbonats, der Magnesit, beständig. Hat man nebeneinander Magnesiumkarbonat und Calciumkarbonat, dann erfolgt unter Kohlensäureüberdruck Dolomitbildung, derart, daß die größtmögliche Menge von Dolomit gebildet wird und sich das überschüssige Salz, je nachdem, entweder in Form von Calcit oder von Magnesit, abscheidet. So wandeln sich alle Modifikationen des kohlensauren Kalks unter Kohlensäureüberdruck mit einer Magnesiumbikarbonatlösung schließlich in Dolomit um, aber auch Magnesit geht in Lösungen von kohlensaurem Kalk unter sonst gleichen Umständen wie vorhin in Dolomit über.

Diese Reaktionen erfahren eine Beschleunigung durch Erhöhung von Druck und Temperatur auch durch Lösungsgenossen, welche die Löslichkeit des kohlensauren Kalks erhöhen, wie z. B. das Chlornatrium, das Chlorammonium oder das Ammoniumsulfat. Sie erfahren auch eine Beschleunigung bei Anwendung der labileren Modifikationen des kohlensauren Kalks, also besonders des Vaterits, da ja diese löslicher sind als der Calcit. Es hat sich ergeben, daß dem Druck für die Bildung des Dolomits nur in der Hinsicht eine Bedeutung zukommt, als er die Löslichkeit, insbesondere des Calciumkarbonats, stark erhöht, denn nach den Untersuchungen Spangenberg's, findet bei der Verbindung je eines Moleküls Magnesium- und Calciumkarbonat zu dem Doppelsalz Dolomit eine Volumenverminderung nicht statt.

Aus diesen Tatsachen ist folgendes zu schließen: *Magnesit und Dolomit sind stets unter, wenn auch nicht erheblichem, Kohlensäureüberdruck entstanden*; von den drei möglichen Salzen ist der Dolomit in kohlesäuresattem Wasser das am schwersten lösliche und vermutlich der Calcit das am leichtesten lösliche, somit sind Calcit und Magnesit nebeneinander nicht beständig, sondern müssen sich in Dolomit umwandeln, wobei ein *Überschuß von kohlensauerem Kalk als Calcit, ein solcher von kohlensaurer Magnesia als Magnesit verbleibt*. Das Nebeneinandervorkommen aller drei Salze ist demnach nur möglich, bei *unvollkommen* vollzogener Metamorphose (Semmering, Südbahnsteinbruch).

Mit diesen Erfahrungen sind die früher angestellten Experimente, insbesondere die Klement's, durchaus im Einklang, ebenso aber auch die Beobachtung der Entstehung von Dolomitkristallen in Mineralwässern, wie sie von Moitessier und A. Terreil gemacht worden sind.

Aus den Löslichkeitsverhältnissen erklärt sich auch, daß die Dolomitgesteine so vielfach porös sind, denn es ist aus ihnen durch kohlensäuresattes Wasser der überschüssige Kalkspat ausgelaugt worden, weil er leichter löslich ist als der Dolomit. In ganz ähnlicher Weise würde aus Gemengen von Dolomit und Magnesit zuerst der Magnesit ausgelaugt werden, so daß eigentlich immer das beständigste der Dolomit bzw. ein Glied der Ankerit-Reihe ist.

Bei normaler Verwitterung und Bildung von Karbonaten wird demnach die kohlensaure Magnesia im allgemeinen vollkommen weggeführt werden, während der kohlensaure Kalk als Kalkspat zurückbleibt. Anders verläuft der Prozeß, wenn Kohlensäureüberdruck vorhanden ist. Es werden dann die entsprechenden Salze in Form von Magnesit und Dolomit oder in Form von Dolomit und Kalkspat zur Abscheidung gelangen, je nachdem die kohlensaure Magnesia oder der kohlensaure Kalk das Übergewicht hat. Sind solche Gemenge aber vorhanden, so kann mit ihnen leicht eine nachträgliche Umwandlung vor sich gehen, indem eine Zufuhr von kohlensaurem Kalk oder kohlensaurer Magnesia stattfindet, und dann der vorhandene Kalkspat oder vorhandene Magnesit in Dolomit umgewandelt wird.

Für die Metamorphose der dolomitischen Gesteine ist, wenn sich diese Metamorphose bei wesentlich erhöhter Temperatur vollzieht, auch die Arbeit K. Grünberg's [1]) von Wichtigkeit; Grünberg weist nach, daß sich im Kohlensäurestrom die Zersetzung des Magnesits schon bei 570 $\pm$ 15 Grad vollzieht, daß beim Dolomit der Magnesiumgehalt sich bei 700 $\pm$ 20 Grad, der Calciumkarbonatgehalt aber erst bei 900 Grad $\pm$ 20 Grad zu zersetzen beginnt. Im Luftstrom ermäßigen sich die respektiven Temperaturen auf

360 Grad $\pm$ 10 Grad,
500 Grad $\pm$ 15 Grad,
870 Grad $\pm$ 15 Grad.

Wird demnach ein Dolomitgestein der Metamorphose bei hoher Temperatur unterworfen, so wird nach diesen Tatsachen die Bildung von Magnesiumoxyd oder Hydroxyd erklärlich. Es wird auch erklärlich, warum wir vielfach in Marmoren Magnesiumsilikate oder Magnesiumeisensilikate antreffen.

Sehr wichtig erscheint mir die Beobachtung Leitmeier's,[2]) wonach aus dem Wasser der Donatiquelle von Rohitsch Sauerbrunn (Steiermark) wasserhaltiges Magnesiumkarbonat, der Lansfordit und der

---

[1]) K. Grünberg, Beitrag zur Kenntnis der natürlichen kristallisierten Karbonate des Calciums, Magnesiums, Eisens und Mangans. Zeitschr. f. anorg. Chem., Bd. 80, 1913, S. 337 ff.

[2]) H. Leitmeier, Genesis des Nesquehonits bzw. Lansfordit. Doelter, Handbuch für Mineralchemie, Bd. I, 1911, S. 264 u. 271.

Nesquehonit, ausfallen, die sich jedoch bald in amorphen Magnesit umwandeln. Damit findet auch die von DOELTER[1]) gegebene Anschauung, wonach durch Einwirkung kohlensäurehaltigen Wassers auf Magnesiasilikate (Serpentin, Olivin) sich zunächst metastabile wasserhaltige Karbonate wie Lansfordit usw. bilden, die dann erst später in das stabile wasserfreie Karbonat übergehen, ihre Bestätigung.

Für die Bildung des amorphen Magnesits aus Serpentin sind aber auch die Experimente MÜLLER's und LEITMEIER's über die Löslichkeit des Serpentins in kohlensäurehaltigem Wasser wichtig.

R. MÜLLER[2]) ließ in versiegelten Flaschen während 7 Wochen solches Wasser bei Kellertemperatur (eine nähere Angabe fehlt) auf feinst gepulverten edlen Serpentin von Snarum einwirken. Von diesem Mineral wurden gelöst:

MgO	2,649
Al_2O_3	Spuren
FeO	1,527
SiO_2	0,354

Es waren 13,8 g verwendet worden und es hatten sich im ganzen 1,24 % gelöst. Die Angabe auf 3 Dezimalen überschätzt die Genauigkeit der Analysenresultate, besonders wo es sich um so geringe Mengen handelt. Weitere Schlüsse wurden aus diesem Resultate nicht gezogen.

H. LEITMEIER[3]) behandelte 1 g Serpentin von Kraubath in Steiermark mit 100 g Wasser, in das geringe Mengen von CO_2 eingeleitet worden waren, in einer zugeschmolzenen Glasröhre 6 Monate lang bei Zimmertemperatur (15—18°) auf der Schüttelmaschine und erhielt folgendes Resultat:

Gelöst:		Rückstand:	
MgO	3,07 %	MgO	33,64 %
FeO	0,38	CaO	0,28
SiO_2	0,23	Al_2O_3	0,32
Ges. Resultat d. Gelösten	3,68	FeO als Fe_2O_3 bestimmt und als FeO berechnet	9,64
		SiO_2	39,72
		H_2O	12,88
			96,48
		Gelöstes	3,68
			100,16

[1]) C. DOELTER, Physikalisch-chemische Mineralogie, Leipzig 1905, S. 213.

[2]) R. MÜLLER, TSCHERMAK's min.-petr. Mitteil., 1877, 25, in J. k. k. geol. R. A., 27 (1877).

[3]) H. LEITMEIER, DOELTER's Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, S. 414.

Die Löslichkeit von $3^1/_2$% ist für die sehr geringe Kohlensäurekonzentration als eine sehr hohe zu bezeichnen und es macht der Versuch es verständlich, wie in der Natur so große Mengen Karbonat sich aus dem Serpentin (und Olivin) bilden. Kristallisationsversuche mit der Lösung ergeben denn auch die Bildung eines Magnesiumkarbonats; die Kieselsäure des Rückstands war zum Teil etwas gallertig. Dies erklärt die Opalbildungen, die häufig bei der Karbonatisierung zu beobachten sind.

Ähnlich wie in meiner Arbeit: Typen der Magnesitlagerstätten [1]) will ich auch hier die verschiedenen Varietäten herausgreifen und ihre Genesis besprechen.

Typus Kraubath.

Beginnen wir mit dem amorphen Magnesit. Dieser findet sich im Serpentin und dessen Muttergestein. Dieser letztere Umstand und die Erscheinung, daß nicht alle Serpentine Magnesit enthalten, spricht im allgemeinen gegen die gleichzeitige Bildung dieser beiden Minerale aus dem Olivingestein, wie sie Tschermak nach der Gleichung annimmt:

$$2Mg_2SiO_4 + CO_2 + 2H_2O = \underset{\text{(Serpentin)}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + \underset{\text{(Magnesit)}}{MgCO_3},$$

es ist vielmehr nach der gangartigen Form anzunehmen, daß es kohlensäurehaltige Wässer sind, welche die Magnesitbildung zur Folge haben, wie ich dies in den Gleichungen:

$$\underset{\text{(Serpentin)}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + 2H_2O + 3CO_2 = 3MgCO_3 + 2SiO_2 + aq$$

$$\underset{\text{(Olivin)}}{Mg_2SiO_4} + 2CO_2 + H_2O = 2MgCO_3 + SiO_2 + aq$$

festgelegt habe.

Van Hise,[2]) der in seinem groß angelegten Werke „A treatise on metamorphism“ schon 1904 alle theoretischen Möglichkeiten der Magnesitbildung bespricht, führt beide Ansichten ohne jede weitere Begründung an, wobei er des weiteren auch der Magnesitbildung in folgender Gleichung gedenkt.

$$\underset{\text{(Olivin)}}{3Mg_3FeSi_2O_8} + 3CO_2 + 4H_2O + O =$$

$$= \underset{\text{(Serpentin)}}{2H_4Mg_3Si_2O_9} + \underset{\text{(Magnetit)}}{Fe_3O_4} + \underset{\text{(Magnesit)}}{3MgCO_3} + 2SiO_2 + aq$$

[1]) K. A. Redlich, Die Typen der Magnesitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol., XVII. Jahrg., 1909, H. 7, S. 300.

[2]) C. R. A. van Hise, Monographs geol. survey, Vol. 47, 1904, p. 309.

Nicht übersehen soll die Limonitbildung — das sog. Holzerz — werden, welches aus der Zersetzung des Olivins und Serpentins an der Oberfläche sich bildet, eine gleichzeitige Magnesitbildung als rezenter Absatz konnte nicht beobachtet werden, wahrscheinlich weil bei der verhältnismäßig geringen Menge von Kohlensäure das leicht lösliche wasserhaltige Magnesiumkarbonat weggeführt wurde.

Die Serpentinisierung der Olivingesteine ist ein vollständig getrennter Vorgang, sie kann als eine langwährende Verwitterung bezeichnet werden, so zwar, daß das kapillare Wasser diesen Prozeß verursacht hat. Geringe Kohlensäuremengen, die dabei in Betracht kommen, werden dann, wenn auch untergeordnet, nach der Tschermakschen Gleichung eine gleichzeitige Magnesitbildung zur Folge haben.

Es bleibt die Frage noch offen, ob wir es mit deszendierenden Gängen, an Bruchlinien und Spalten durch in den Boden sickernde Tagwässer entstanden, zu tun haben, oder ob sie der aszendierenden Wirkung kohlensäurehaltiger Quellen als der letzten Emanation der Eruption des basischen Magmas ihre Bildung verdanken. Ich war bis jetzt eher geneigt, die gelartige Form des Magnesiumkarbonates für eine Oberflächenverwitterung zu halten, wobei es sich nur auf den Spalten erhalten konnte, obertags aber wegen seiner verhältnismäßig leichten Löslichkeit weggeführt wurde und nur das sog. Holzerz (ein chromhaltiger Limonit) zurückließ.

Die geringen Mengen von Kohlensäure, welche die Tagwässer führen, und die nur schwer die Bildung der oft mächtigen Gänge erklären ließen, war wohl der erste Anstoß, der mich an der Richtigkeit meiner Anschauung zweifeln ließ.

Dazu kam nun im Laufe der Zeit folgende weitere Stütze, die für eine Aszension der Lösung sprach.

In den Graniten von Karlsbad trifft man Gangausfüllungen von Aragonit und Hornstein, die ein vollständiges Analogon zu den Magnesitopalgängen des Serpentins bilden. Wenn auch die mikroskopische Untersuchung des äußerlich amorph aussehenden Aragonites ergab, daß wir es mit einer sehr kleinkristallinen Varietät zu tun haben, so mag dies nicht wundernehmen, da der Olivin-Serpentin-Magnesit bereits Spannungsdoppelbrechung zeigt und an manchen Stellen bereits teils kleinkristallinische, teils grobkristallinische Textur angenommen hat (Schweden usw.).

Auf die hochinteressante Paragenesis dieses Minerals und alle mit ihr in Verbindung stehenden Fragen, die vom genetischen Standpunkt noch lange nicht geklärt sind, will ich nicht weiter eingehen, da Herr Dr. Leitmeier, der dieses Thema mit Unterstützung der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien, sowohl im Laboratorium, als auch in der Natur studiert hat, in eine ausführliche Darlegung wohl in nächster Zeit darüber berichten wird. Ich möchte nur hier

bemerken, daß Herr Dr. Leitmeier unabhängig von mir zu der gleichen Auffassung, von der Aszension der Magnesitgänge gelangt ist, eine Anschauung die übrigens schon Oebbeke u. Weinschenk [1]) in ihrem Lehrbuch der Mineralogie bei dem Kapitel: Minerallagerstätten der Serpentine voraussetzt, da sie von juvenilen Wässern sprechen, welche die Serpentine durchflossen haben, so daß nur auf diese Weise die außerordentliche Mannigfaltigkeit der einzelnen Neubildungen erklärt werden kann. Mit unseren Serpentinmagnesiten hängen wohl innig die schon seit langer Zeit bekannten Breunerite, Dolomite und Mangandolomite des Greiners in Tirol zusammen, die als Idioblasten im Talk und Chloritschiefer auftreten. Leider kenne ich dieses Vorkommen nicht in der Natur, sondern nur aus Handstücken. Sie treten am Greiner im Kontakt von Gneiß und Serpentin auf, Weinschenk hält sie für Kontaktmetamorphosen. In meinen Typen der Magnesitlagerstätten habe ich sie ähnlich wie die Kraubater Magnesite für Oberflächenverwitterungen gehalten, die durch Umkristallisation der ursprünglichen Gelmasse in einen kristallinen Schiefer entstanden sind, einzureihen in die Gruppe V 3. Ordnung (Magnesiumsilikatschiefer) Grubenmanns. Auch hier bleibt die Frage offen, ob wir es mit aszendierenden oder deszendierenden Wässern zu tun haben. Die noch später zu besprechenden Dolomitidioblasten im Talk und Rumpfit der kristallinen Magnesitstöcke würden, als Analogon herbeigezogen, mehr für einen Quellabsatz sprechen.

Typus Hall.

Schon seit alter Zeit sind aus dem Haselgebirge (im Anhydrit) der triadischen Salzlagerstätten von Hall graue bis schwarze Massen [2]) bekannt, die bald als kristallinisches Magnesit, bald als Dolomit bezeichnet werden. Breithaupt beschreibt sie schon im Jahre 1841 in seinem Handbuch der Mineralogie als Carbonites allotropus, Rhomboeder von der Härte $5^1/_4-5^1/_2$ mit dem spez. Gewicht 2,892—2.

Nach Untersuchungen von Foullon [3]) und Stromeyer [4]) haben die Kristalle die Zusammensetzung:

[1]) F. v. Kobell, Lehrbuch der Mineralogie, verfaßt von K. Oebbeke u. E. Weinschenk, 7. Aufl., Leipzig 1913.

[2]) Es kommen auch vollständig ausgebildete Kristalle schwebend im Anhydrit vor, die aus der Kombination 4R, OR bestehen, sie sind teilweise wasserhell, teilweise grau bis schwarz durch feinverteilte Tonpartikelchen und Bitumen gefärbt.

[3]) H. v. Foullon, Mineralog. und petr. Mitteilungen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXXVIII. Bd., 1888, S. 2.

[4]) Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie, 1875, S. 232.

	I	II	entsp. Karbonate I	entsp. Karbonate II
Eisenoxydul	11,80	5,00	19,14	8,05
Manganoxydul	1,36	1,51	2,04	2,44
Magnesia	37,68	42,71	79,13	89,69
			100,31	100,18

EISENHUTH[1]) hat von demselben Fundpunkt Kristalle derselben Tracht, welche ebenfalls in feinkörnigem Anhvdrit lagern, untersucht und ist zu folgenden Resultaten gelangt:

		als Karbonate berechnet	
FeO	1,67	$FeCO_3$	2,69
CaO	30,67	$CaCO_3$	54,77
MgO	19,89	$MgCO_3$	41,57
CO_2	46,80		
Unlöslich	1,22		1,22
	100,25		100,25

und leitet daraus die Zusammensetzung $Fe\,CO_3$, 23,6 $Ca\,CO_3$, 21,3 $Mg\,CO_3$ ab. Durch diese Analysen ist bewiesen, daß sowohl Dolomite als auch Breunnerite (mit wechselndem Eisengehalt) in denselben Schichten sich finden.

Es ist wohl zweifellos, daß sie epigenetischen Ursprungs sind, d. h. entstanden durch Einwirkung magnesiahaltiger Lösungen auf Kalzit. Während ich noch im Jahre 1908 der Meinung war, daß Magnesiumsulfat, welches sich ja auf allen Salzlagerstätten findet, das Agens für die Umwandlung sei, nach der Gleichung

$$2\,CaCO_3 + MgSO_4 = CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4$$

hat GÖRGEY[2]) in seiner Monographie von Wittelsheim im Ober-Elsaß (TSCHERMAK, min. u. petr. Mitt., 1912, S. 339) einen Fall von Dolomitbildung durch Magnesiumchloridlösung auf fein verteilten Kalk gezeigt und dafür folgende Gleichung aufgestellt:

$$2CaCO + MgCl_2 + nH_2O = MgCa(CO_3)_2 + CaCl_2 + nH_2O.$$

Der Nachweis des so leicht löslichen Calciumchlorides, ferner der Umstand, daß sich in jenen Bänken, in welchen Dolomit auftritt, noch beträchtliche Mengen von Magnesiumchlorid finden, und daß dort, wo der primäre Kalzit noch vorhanden ist, Kalzium- und Magnesiumchlorid fehlen, spricht sehr für GÖRGEY's Anschauung.

[1]) K. EISENHUTH, Beiträge zur Kenntnis der Bitterspäte. GROTH's Zeitschr. f. Kristallographie, Leipzig 1902, Bd. 35, S. 601.

[2]) R. GÖRGEY, Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Ober-Elsaß. Daß ein Teil der Magnesia durch Eisenoxydul ersetzt ist, ist natürlich ohne wesentliche Bedeutung, die Reaktion verläuft in derselben Art und Weise, nur daß $FeCl_2$ statt $MgCl_2$ in Reaktion tritt, S. 453. TSCHERMAK, Min. u. petr. Mitteil., Bd. XXXI, S. 339.

Wie schon einleitend erwähnt wurde, findet sich in Hall neben Dolomit auch fast kalziumfreier Breunnerit; seine Entstehung ist wohl aus einem Überschuß von Magnesiumsalzen zu erklären, wobei die Reaktion über die Dolomitbildung nach der einfachen Gleichung

$$CaCO_3 + MgCl_2 + nH_2O = MgCO_3 + CaCl_2 + nH_2O$$

hinausgeht.

Daß eine Bildung durch andere Faktoren, wie durch Magnesiumsulfat nicht angeschlossen ist, braucht wohl nicht weiter erörtert zu werden.

Magnesit als Begleiter von Erzen und als pneumatolitische Bildung.

Als Seltenheit finden wir Magnesitkristalle in den Blasenräumen des Melaphyrmandelsteines von TANNHOF. Ebenso wird Magnesit bez. Breunnerit als Begleiter von Erzen erwähnt, so findet er sich mit Galenit, Sphalerit in Ujsinka (Komitat Fogaras Ungarn) [1]), in Bleierzgängen von Ruszkabanya [2]), in den Zinkblendelagergängen von Schneeberg in Tirol [3]) usw. usw. Als Gangart findet sich auch Magnesiumkarbonat in den verschiedensten Mischungsverhältnissen und $CaCO_3$ und $FeCO_3$ an verschiedenen Erzgängen der Alpen.

Typus Veitsch.

Der Typus Veitsch wurde, wie aus dem Literaturverzeichnis hervorgeht, erst in jüngster Zeit von mir und O. GROSSPIETSCH ausführlich beschrieben, so daß es mir gestattet sei mit Erlaubnis des Verlegers diese Arbeit auszugsweise hier wiederzugeben, da neue Beobachtungen nicht hinzugekommen sind.

Ein kurzer Überblick über die österreichischen und ungarischen Vorkommnisse soll das Bild ergänzen.

Literaturverzeichnis.

Österreich.

I. Magnesit.

1. J. RUMPF, Über kristallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. TSCHERMAK's Mineralogische Mitt., Wien 1873, S. 263.
2. —, Über kristallisierte Magnesite und ihre Lagerstätten in den nordöstlichen Alpen. Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1873, S. 312.

---

[1]) ANTON KOCH, Erdély ásvanýainak kritikai átnézete (Kritische Übersicht der Minerale Siebenbürgens). Koloszvar 1885, p. 129.

[2]) MIKE TÓTH, Magyarorszáy asvanyai (Minerale Ungarns). Budapest 1882, p. 331.

[3]) B. GRANIGG, Die stoffliche Zusammensetzung der Schneeberger Lagerstätten. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 1908, Nr. 27 u. 32.

3. —, Crinoiden aus dem Sunkgraben. TSCHERMAK's Mineralogische Mitt., Wien 1874, S. 91.
4. J. RUMPF, Über steirische Magnesite. Mitteil. d. naturwissensch. Vereines f. Steiermark, Graz 1867, S. 91.
5. F. TOULA, Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Denkschriften der math.-nat. Klasse der k. Akademie d. Wiss. in Wien 1885, Bd. L, S. 121.
6. H. v. FOULLON, Über die Gesteine und Minerale des Arlbergtunnels. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1885, S. 87.
7. G. FIRTSCH, „Rumpfit" ein neues Mineral. Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss. math.-nat. Klasse, Bd. XCIX, Abt. 1, Jahrg. 1890. S. 417 (Jassing bei St. Michael).
8. M. KOCH, Mitteilungen über einen Fundpunkt von Unterkarbon in der Grauwackenzone der Nordalpen. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., Berlin 1883, S. 294 (Magnesit der Veitsch).
9. M. VACEK, Einige Bemerkungen über das Magnesitvorkommen am Sattlerkogel in der Veitsch und die Auffindung einer Karbonfauna daselbst. Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1900, S. 401.
10. E. WEINSCHENK, Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1893, S. 41.
11. —, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten I. Chemische Studien II. Alpine Graphitlagerstätten. Abhandlungen Kgl. Bayr. Akademie d. Wiss., II. Kl., XX. Abt. II, S. 231.
12. —, Beobachtungen über die Bildung des Graphites usw. Zeitschr.f. prakt. Geol., Berlin 1903, S. 16.
13. K. A. REDLICH, Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1903, S. 285. (Bezieht sich auch auf Siderit.)
14. R. CANAVAL, Über zwei Magnesitvorkommen in Kärnten. Carinthia II, Nr. 6, Klagenfurt 1907.
15. E. WEINSCHENK, Grundzüge der Gesteinskunde, Freiburg i. Br. 1905, Bd. II, S. 315.
16. K. A. REDLICH, Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite usw. TSCHERMAK's Mineralogische Mitt., Wien 1907, S. 499.
17. F. HERITSCH, Geol. Studien in der Grauwackenzone der nördlichen Alpen I—III. Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss. math.-nat. Klasse, Bd. CXVI, S. 1717; Bd. CXVIII, S. 115; Bd. CXX, S. 96 (Magnesit des Sunks).
18. K. A. REDLICH und F. CORNU, Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1908, S. 145 (vor allem Mautern, Häuselberg bei Leoben).
18a. K. A. REDLICH, Zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1908.
19. F. CORNU, Die Minerale der Magnesitlagerstätte des Sattlerkogels (Veitsch). Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1908, S. 449.
20. A. SIGMUND, Die Minerale Niederösterreichs, Wien 1909, S. 70.
21. K. A. REDLICH, Kritische Bemerkungen zu Herrn A. SIGMUND's: Die Minerale Niederösterreichs. Centralblatt f. Mineralogie, Stuttgart 1908, S. 742. Desselben Autors: Letztes Wort zu A. SIGMUND's Minerale Niederösterreichs. Dieselbe Zeitschr. 1909, S. 689.
22. —, Die Typen der Magnesitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1909, S. 300.
22a. —, Der Magnesit bei St. Martin am Fuß des Grimming (Ennstal). Zeitschr. f. prakt. Geol., 1909.
23. W. HAMMER, Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen (Magnesit am Zumpanell und Stiereck). Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1909, S. 199.

24. H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. Geol. Ges., Wien 1910, S. 104.
25. J. Hörhager, Über die Bildung alpiner Magnesitlagerstätten und deren Zusammenhang mit Eisensteinlagern. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Wien 1911.
26. O. Grosspietsch, Zur Mineralkenntnis der Magnesitlagerstätte Eichberg am Semmering. Centralblatt f. Mineralogie, Stuttgart 1911, S. 433.
27. K. A. Redlich, Entstehung, Vorkommen und Verwertung des Magnesites. C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie, Dresden 1912, Bd. I, S. 243.
28. A. Kern, Der Magnesit und seine technische Verwertung, Glückauf 1912, S. 271.
29. R. Canaval, Das Magnesitvorkommen von Trens bei Sterzing in Tirol. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1912, S. 320.
30. K. A. Redlich, Das Schürfen auf Erze von ostalpinem Charakter. Montanistische Rundschau, Wien 1912.
31. A. Sigmund, Neue Mineralvorkommen in Steiermark. Mitt. d. nat. Vereines f. Steiermark. Jahrg. 1911, Bd. 48, S. 238 (Magnesit von Pusterwald in Steiermark).
32. F. Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). Mitt. nat. Vereines f. Steiermark, Jahrg. 1911, Bd. 45.
33. H. Leitmeier, Magnesit, in C. Doelter's Handbuch der Mineralchemie, Theodor Steinkopf Leipzig und Dresden, 1912, S. 220—253.
34. K. A. Redlich u. O. Grosspietsch, Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1913, XXI. Jahrg., Heft 2, S. 90.
35. K. A. Redlich, Der Karbonzug der Veitsch (Steiermark) und die in ihm enthaltenen Magnesite. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1913, XXI. Jahrg., Heft 5, S. 406.
36. B. Granigg, Über die Erzführung der Ostalpen. Bericht über den allgemeinen Bergmannstag in Wien, 16—19. September 1912, Wien 1913, S. 289.
37. A. Sigmund, Neue Mineralfunde in Steiermark und Niederösterreich. Mitt. d. natur. Vereines f. Steiermark, Jahrg. 1912, Bd. 49, S. 109, Graz 1913 (Arzbach bei Neuberg).
38. A. Himmelbauer, Mineralogische Notizen. Apatit im Talk von Eichberg am Semmering. Tschermak's Min. u. petr. Mitteilungen, Bd. XXXII, Heft 1 u. 2. Mitt. d. min. Ges. in der Monatsversammlung, 16. Februar 1913.

Ungarn.

Für Ungarn wurde mir ein Manuskript von Dr. Stephan Vitalis, einem Schüler des Prof. Hugo von Böckh in Schemnitz, „die ungarischen Magnesitvorkommen“ zur Verfügung gestellt, das ich auszugsweise für dieses Referat benützt habe.

40. J. Loczka (in Budapest), Chemische Analyse zweier Magnesite. Zeitschr. f. Kristallogr. u. Min., Leipzig 1902, Bd. 35, S. 282.
41. N. Weiss, Hungarian Magnesite Deposits. The Iron Age., 1903, Januar-Nummer, S. 20.
42. Fr. Schafarzik, A. Maggyar Korona orszàgoi frületèn lètesö kòbànyàk reisletes ledrâsa (Ausführliche Beschreibung der auf dem Gebiete der Länder der ungarischen Krone vorkommenden Steinbrüchen), Budapest 1906.
43. H. v. Böckh, Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieses (Komitat Gömör). Mitteilungen aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest 1905, B. XIV.

44. H. v. Böckh, Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Scepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f. 1905, Budapest 1906, S. 45.
45. —, Über die geol. Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyröcxe, Jolsva und Nagysolabos gelegenen Teiles des Scepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt für 1906, Budapest 1908.
46. V. Acker, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Csetnek u. Peloücz, ebendaselbst.
47. H. v. Böckh, Über die geol. Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyröcxe Jolsva und Nagysolabos gelegenen Teiles des Scepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt für 1906, Budapest 1908, S. 157.
48. W. Illès, Beiträge zur Geologie des im Gömörer Komitate zwischen den Bächen Kès-Sojò und Balog gelegenen Gebietes, ebendaselbst.
49. A. Kalccszinsky, Magnesit von Jolsva. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt, 1907, S. 294.
50. K. A. Redlich, Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol., XVI. Jahrg., 1908, S. 270.
51. Hugo Böckh, Bemerkungen zu „Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Dieselbe Zeitschr., S. 506.
52. Stefan Vitális, Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen dem Rima- und Nagybalogbach. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt für 1908, Budapest 1911, S. 51.
53. Joh. Ahlburg, A felsö maggarorszagi Eicheggség èrctermöhelgei (Die Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges). Mitteilungen aus dem Jahrbuch d. k. ung. geol. Reichsanstalt, Bd. XX, Heft 7, S. 377.
54. Josef Woldřich, Geologische und mont. Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 11, Berlin 1913.

Durch Redlich's Aufnahmearbeiten in den verschiedenen Magnesitgebieten Österreichs liegt nun eine große Anzahl von Beobachtungen vor, welche einen tieferen Einblick in die Genesis dieses Gesteins liefern. Da in den Alpen und Karpathen gewisse Talke und Siderite mit dem Magnesit innige genetische Beziehungen haben, sollen anhangsweise auch über diese Mineralien, soweit sie in Zusammenhang mit unserem Thema stehen, gesprochen werden.

Eine Reihe namhafter Forscher hat in den letzten vier Jahrzehnten an dem Magnesitproblem gearbeitet. So hat J. Rumpf (L. V. 1, 2, 3, 4) in den siebziger Jahren die Entstehung der Magnesitlagerstätten durch die Annahme zu erklären versucht, daß silurische Thermen an seichten Stellen des Meeres die gelösten Karbonate zum Absetzen gebracht hätten, und daß daher diese Lagerstätten sedimentären Charakters seien.

1885 fand H. Foullon (L. V. 6) im Sunk bei Trieben (Paltental, Steiermark) in den Zwischenräumen der Magnesitindividuen Epidotkristalle, eine Beobachtung, auf welche wir in diesen Ausführungen noch zurückkommen werden.

Im Jahre 1893 hat zum erstenmal M. Koch (L. V. 8), welcher die im Liegenden des Veitscher Magnesitlagers vorkommenden Fossi-

lien als dem Karbon angehörig erkannt hatte, die Ansicht von dem metamorphen Charakter dieser Lagerstätte ausgesprochen, ohne sie näher zu begründen. Über den Chemismus dieses Vorganges hat er sich keine Rechenschaft abgelegt, da er die Umwandlungsreste für Kalk und nicht für Dolomit hielt.

1900 erwähnte E. Weinschenk (L. V. 10, 11, 12) kurz das Vorkommen der stockförmigen Magnesite im Liesing- und Paltental (Steiermark) und deren Vergesellschaftung mit ausgedehnten Talklagerstätten; solche Bildungen können nach Weinschenk nur durch Massenzufuhr von Magnesiumverbindungen erklärt werden, da sonst das Stadium der Dolomitisierung kaum überschritten worden wäre. Die Pinolite hält dieser Autor für Imprägnationen der Tonschiefer, in welchen die Hauptmasse des Gesteines aus flach-rhomboedrischen Kristallen von Magnesit besteht, während der ursprüngliche Tonschiefer völlig umkristallisiert wurde.

Die früher erwähnte, von M. Koch aufgestellte Hypothese wurde im Jahre 1903 zuerst von Redlich (L. V. 13) auf Grund zahlreicher Beobachtungen und Analysen bewiesen. Es erfolgte der Hinweis auf das innige Zusammenvorkommen von Magnesit und Dolomit, ferner auf die genetische Analogie mit Siderit und Ankerit.

Ein Jahr später schloß sich auch R. Canaval (L. V. 14) dieser Ansicht insofern an, daß er zwar den metamorphen Charakter dieser Bildungen anerkannte, es jedoch für wahrscheinlich hielt, daß die Kalke schon während ihrer Sedimentierung umgewandelt worden seien, so daß sie ihrer Entstehung nach an der Grenze zwischen den sedimentären und metamorphen Bildungen ständen

Im Jahre 1905 erklärte E. Weinschenk (L. V. 15) die Entstehung der körnigen Magnesite als Metamorphosierung der Kalke durch postvulkanische Prozesse. Die Umwandlung sei durch magnesiumhaltige Lösungen erfolgt, die als letzte Folgeerscheinungen granitischer Eruptionen oder Lakkolithbildungen anzusehen seien.

In einer 1907 erschienenen Arbeit versuchte Redlich (L. V. 16) die bis dahin ziemlich vage Vorstellung der Carbonatmetamorphose präziser zu fassen. Die Annahme, die in ihren Grundzügen auch heute noch, wenn auch in modifizierter Form, festgehalten wird, obwohl sie nicht mehr als die einzige Entstehungsmöglichkeit gelten kann, ging dahin, daß der primär vorhandene Kalk durch den Einfluß magnesiumhaltiger Wässer und unter der Mitwirkung von Lösungsgenossen zuerst in Dolomit und dieser durch weitere Zufuhr derselben in Magnesit umgewandelt wurde.

In rein schematischer Form wurde dieser Umwandlungsprozeß durch folgende Gleichungen dargestellt:

$$CaCO_3 + MgCO_3 = CaMg\ (CO_3)2$$
$$CaMg\ (CO_3)_2 + MgCO_3 = 2MgCO_3 + CaCO_3.$$

Dasselbe Prinzip wurde auch auf die Entstehung des Siderites angewendet, so daß sich folgende, ganz analoge Reaktionsgleichungen aufstellen ließen:

$$CaCO_3 + FeCO_3 = CaFe\ (CO_3)_2$$
$$CaFe\ (CO_3)_2 + FeCO_3 = 2FeCO_3 + CaCO_3.$$

Wurde ein solcher Prozeß durch uns nicht bekannte Ursachen unterbrochen, so konnte die Reaktion nicht bis zu dem Endgliede Magnesit (Siderit) fortschreiten, sondern sie blieb bei Zwischenprodukten (Dolomit, Ankerit) stehen, deren Vorkommen in allen Karbonatlagerstätten nachgewiesen werden kann. Es ist ferner anzunehmen, daß bei der geringen Reaktionsgeschwindigkeit dieser Umsetzung nicht alle Partien einer Magnesit- oder Sideritlagerstätte sich schon an dem Endpunkte des Umwandlungsprozesses befinden.

Da die reagierenden Lösungen stets Magnesium und Eisen in wechselnden Mengen enthalten, ist die Möglichkeit gegeben, daß beide früher erwähnten Umsetzungen gleichzeitig erfolgen, so daß sich Ankerit und Breunnerit neben allen möglichen Mischungsgliedern bilden können. Ob im allgemeinen die Reaktion direkt zu einem kristallinischen Zustand oder primär zu einem Kolloid führt, ist nicht nachzuweisen. Ebenso kann die Frage der Herkunft der magnesiumhaltigen Wässer nur hypothetisch behandelt werden.

Der Bestätigung dieser Anschauung kam im Laufe der Jahre weiteres Beobachtungsmaterial zu Hilfe. So fand Redlich in der Magnesitmasse verschiedener Fundorte Crinoidenreste, die teilweise in Dolomit, teilweise in fast ganz reinen Magnesit umgewandelt sind (L. V. 22). Ferner wurde des öfteren das Auftreten primärer und sekundärer Minerale im Magnesit beschrieben: Kupferkies, Fahlerz, Antimonit u. a. m.

Trotzdem der metamorphe Ursprung der Magnesit- und Sideritlagerstätten nun als bewiesen gelten konnte, wies A. Sigmund (L. V. 20) in seiner 1909 erschienenen Arbeit diese Entstehungsweise ohne jede Begründung zurück und stellte sich auf den Standpunkt der Sedimentationshypothese, einer Ansicht, die Redlich in kurzer Kritik (L. V. 21) widerlegt hat.

Dagegen bestätigte J. Hörhager (L. V. 25) durch sein in der Gegend von Turrach (Steiermark) gesammeltes und zum Teil mit Analysen belegtes Material die Beobachtungen Redlich's durch den Nachweis verschieden zusammengesetzter Mischungsglieder zwischen Calcium-, Magnesium- und Eisenkarbonat und leitete das Augenmerk auf die im Kalk auftretenden Spalten und Hohlraumausfüllungen.

Wenn trotz aller bis zu dieser Zeit gelieferten Beweise A. Kern (L. V. 28) 1912 abermals der sedimentären Entstehungsweise das Wort spricht und für seine Anschauung lediglich die große Ausdeh-

nung dieser Lagerstätten (sie reichen mit Unterbrechungen vom Semmering bis nach Tirol) und das Fehlen der Fossilien in den Magnesiten ins Treffen führt, so kann dies nur auf unvollständige Benutzung der vorhandenen Literatur zurückzuführen sein, was auch R. Canaval (L. V. 29) in seiner Arbeit über den Magnesit von Trens audeutet.

Die österreichischen Alpen durchzieht von Wien bis nach Tirol Ost-West streichend ein Zug altpaläozoischer Gesteine, die sog. Grauwackenzone, in welcher mehrere Streifen von Karbonschichten eingeschaltet sind. Diese letzteren sind vor allem die Träger des Magnesits. Auch Siderit, Kupferkies, Bleiglanz usw. teils in Gängen, teils in metamorphen Bildungen nach Kalk ist in ihnen anzutreffen. Neben diesem geschlossenen nördlichen Zug finden wir in einzelnen großen Schollen im Süden ebenfalls Magnesit, dessen geologische Stellung bedeutend komplizierter ist.

Im Osten liegen von Gloggnitz beginnend bis herauf zum Semmering (Z. 15, Kol. XIV, Sekt. N. W.)[1]) nicht weniger als 26 Lagerstätten, die hier namentlich anzuführen über den Rahmen dieser Arbeit gehen würde. Das Liegende (Mohr L. V. 24) ist gebildet von Grünschiefern, Tonschiefern mit Graphiten (nach Toula, [L. V. 5] Ober Karbon, Schatzlarer Stufe), und Konglomeraten, das Hangende bilden wieder dunkle Tonschiefer, die oft nur als feiner Lettenbesteg sichtbar sind und dann von Porphyroiden abgelöst werden.

Die Magnesite bez. Karbonkalke beginnen unmittelbar bei Gloggnitz, es sind zerwalkte Kalkbänke im Schiefer, sie umgeben als flache Synklinale den Gotscha-Kogel im Norden und Süden. Über den Eichbergkogel hinaus schließt sich die Synklinale in Form eines flachliegenden Kalk-Dolomit-Magnesitfelsen.

Durch Schuppung entstehen oft Verdopplungen der Lagermasse, eine Erscheinung, die sich besonders gut in der Richtung gegen den Eichberg zeigt, wo auf beiden Faltenflügeln eine Überschiebung zu sehen ist. In den Tonschiefer eingewalzte Magnesitbrocken zeigen, daß die Magnesitisierung vor der Hauptt ektonik des Gebirges erfolgt ist. Kleinere drei Vorkommen schließen sich in einer zerdrückten Zone von Klamm bis zum Kienberg an.

Zirka 19 km Luftlinie im Streichen weiter, treffen wir in demselben Karbonzug die Magnesite von Arzbach bei Neuberg (Z. 15, Kol. XIII, Sekt. NW) es sind die Wurzelstücke zweier in Magnesit umgewandelter Kalkschuppen, ein Kalk-Schieferzug mit kleinen Magnesitstücken beim Bauer Knabl und am Dürrstein verbindet sie

[1]) Die einzelnen Fundorte und sonstige Bezeichnungen sind der Generalstabskarte Österreich-Ungarns 1 : 75000 entnommen, die sich in Zonen (Z.), Kolonnen (Kol.) teilt, jedes Blatt nach der Weltrichtungen in 4 Sektionen (Sekt.).

mit der eine ähnliche Struktur zeigenden Lagerstätte der Veitsch bei Mitterdorf (Z. 15, Kol. XIII, Sekt. SW), deren Maximalmächtigkeit 430 m beträgt.

Hier wurde zuerst die hohe Bedeutung dieses erstklassigen feuerfesten Materials von den späteren Gründern der Veitscher Magnesit-Aktien-Gesellschaft Karl Später und v. Oswald in Koblenz erkannt und die ersten Brennöfen aufgestellt (Redlich L. V. 34, 35).

In O—W streichender Linie den Karbonzug verfolgend, sehen wir zahlreiche oft nur wenig Kubikmeter fassende Magnesitklumpen, der Kalk ist zwar stark entwickelt, die Metamorphose jedoch stark zurückgeblieben, solche Vorkommen liegen unmittelbar beim Stiftwirt, beim Bär, am Pretal, in den Gemeinden Stübming und Turnau. Schließlich treffen wir bei Oberdorf im Lamingtal NNW von Bruck a. d. Mur (Z. 16, Kol. XII, Sekt. NO) die nächste größe Lagerstätte. Sie besteht aus den Magnesiten des Kaintalecks im N, die an Umfang groß, jedoch durch Dolomit sehr verunreinigt ist, und dann des Wiesergutes im S. Zwei durch Kalk getrennte magnesitisierte Massen liegen an den beiden Ufern des Wieserbaches. Auf dieses Gestein paßt am besten der Name Magnesit und nicht Breunnerit, da einzelne Stücke in der Analyse 99% $MgCO_3$ ergaben und die Spuren von Eisen, Calcium, Tonerde und Kieselsäure das Bild nicht ändern können. Durch die allgemeine Eisenarmut ist zwar das Brennen sehr erschwert — vor Einführung der Gasfeuerung wäre es überhaupt nicht möglich gewesen —, die Feuerfestigkeit der Ziegel aber ist eine um so größere.

Der Karbonzug, der sich von Neuberg bis hierher ununterbrochen verfolgen ließ, wird durch eine von Trofaiach nördlich von Bruck a. d. Mur gehende Störungslinie, welche Vetters[1]) die Trofaiachlinie genannt hat, nach O zurückverschoben, so daß eine streichende Verdopplung in der Karte erscheint, in diesem Stück liegen vom Schloß Graschnitz an bis nach Leoben in den einzelnen Gräben kleinere Magnesitlagerstätten. Das Vorkommen von Leoben ist ausgezeichnet durch seine reiche Talk- und Rumpfitführung (Redlich-Cornu L. V. 18).

Von hier eine Wegstunde weiter erreichen wir im Jassinggraben (Z. 16, Kol. XII, Sekt. NW) Magnesit, in welchem Firtsch zum erstenmal das Aluminiummagnesiumsilikat, den Rumpfit, fand und beschrieb (Firtsch L. V. 7), dann folgen im Liesingtal die beiden talkreichen Vorkommen von Wald (Z. 16, Kol. XI, Sekt. NO), die Wasserscheide überschreitend, findet sich in einem Seitental des Paltentales der ausgedehnte Magnesitstock des Sunks bei Trieben (Z. 16, Kol. XI, Sekt. NW).

[1]) H. Vetters, Die Trofaiachlinie. Ein Beitrag zur Tektonik der nordsteirischen Grauwackenzone. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1911, S. 279.

Heritsch (L. V. 16 und 32, hier Profil S. 197), der diese Gegend eingehend studiert hat, stellt den Triebenstein, an dessen westlicher Flanke der Magnesit im Kalk auftritt, als eine große Synklinale dar, deren Liegendes, Graphite, graphitische Schiefer und Konglomerate usw., dem Oberkarbon, deren Hangendes, die Kalke mit Productus giganteus, dem Unterkarbon angehören. Wir hätten es also hier mit einer inversen Serie zu tun, die wenn die Fossilienbestimmungen richtig sind, in gleicher Weise in der Veitsch wiederkehrt. Gegenüber der außerordentlichen Größe des Triebensteins, dessen Kalke entfernt von der Lagerstätte fast magnesiafrei sind (2—3%), ist die Veredlung trotz ihrer kolossalen Ausdehnung doch verschwindend klein. Durch den Bach getrennt finden wir am gegenüberliegenden Ufer eine Magnesitwand, die leider eine so geringe Mächtigkeit hat, daß sie nur untergeordnet in das Kalkul gezogen werden kann. Aus dem Sunk stammen jene Magnesite, die Rumpf (L. V. 4) Pinolit genannt hat, da die einzelnen Individuen als flache Körper von schwarzen Tonschieferfetzen des Liegenden umgeben wie Pinolien nebeneinander liegen. Weinschenk (L. V. 10, 11, 12) vermutet daher mit Recht, daß hier die angrenzenden Schiefer in die Umwandlung einbezogen wurden.

Im Paltental liegt, so weit mir bekannt ist, noch ein Block in der Strehen bei Selztal (Z. 15, Kol. X, Sekt. SO), erst das nächste Längstal, gegen W das Ennstal, hat zwischen Schloß Trautenfels und der Salza, einem Nebenfluß der Enns, drei Fundstellen, von welchen die wichtigste St. Martin ist (Z. 16, Kol. X, Sekt. NW). Durch einen Graben in zwei Teile geteilt, sehen wir einen langgestreckten Kalk-Dolomit-Magnesitzug, eine Wurzelfalte im Tonschiefer, bedeckt von Triasgesteinen (Redlich L. V. 22a).

Leider ist das an und für sich sehr ausgedehnte Vorkommen durch Dolomit stark verunreinigt. Von hier aus müssen wir bis nach Salzburg wandern, um zwischen Schwarzach St. Veit und dem Dientener Graben nördlich von Lend auf zwei von SO (20^h) nach NW (8^h) streichende Züge zu treffen (Z. 16, Kol. VIII, Sekt. SO und SW) die in der kurzen Strecke von $11^1/_2$ km Luftlinie nicht weniger als 26 durch die Gebirgsbildung voneinander getrennte Lagerstätten enthalten. Es sind mehr oder weniger große Linsen — die größte liegt am rechten Ufer des Dientenerbaches beim Bauer Schienberger — im schwarzen Tonschiefer, die perlschnurartig aufeinander folgen, ohne natürlich miteinander zusammenzuhängen (Redlich L. V. 30).

Dem Alter nach glaube ich sie ebenfalls dem Karbon zurechnen zu können, obwohl die im Norden angrenzenden durch Fossilien sicher bestimmten silurischen Schiefer petrographisch von den Liegendgesteinen des Magnesites nicht zu unterscheiden sind.

Schließlich treffen wir in Tirol das letztbekannte Vorkommen gegen Westen dieses nördlichen Grauwackenzuges. Dr Bruno Sander in Wien entdeckte es vor zwei Jahren und schreibt mir über diesen hochbedeutsamen Fund folgendes. Es liegt in der Umgebung der Alpen Schneetal und Naudes nordöstlich von Lanersbach im Tuxertal (Seitental des Zillertal) (Z. 17, Kol. 5, Sekt. NO). Es sind stockförmige bis plumplinsenförmige Einschaltungen in der buntgemischten Reihe der Tuxer Phyllite, es scheinen Vertreter des Karbon zu sein, die in jüngeren Schichten eingefaltet sind.

Die Magnesitisierung ergriff wolkenartig und die Schichtung spurlos zerstörend einen geschichteten Dolomit, aus welchem man anderswo in der Tuxerzone ganz in derselben Weise den grobspätigen Eisendolomit entstehen sieht.

Mit diesem Vorkommen schließt der nördliche Magnesitzug. Er ist ziemlich einheitlich gebaut, die Veredlung war bereits vorhanden, als die letzte Gebirgsbewegung in den Nordalpen einsetzte.

Wir müssen ferner die südlich gelegenen Magnesite betrachten, von welchen die von Breitenau-Mixnitz (Z. 16, Kol. XIII, Sekt. SW), der Kotalpe bei Turrach (Z. 18, Kol. 10, Sekt. NW, Hörhager L. V. 25), St. Oswald in Kärnthen (Z. 19, Kol. 9, Redlich L. V. 18a) und Tragail südlich vom Millstätter See (Z. 19, Kol. 9, Canaval L. V. 19) wohl ein und derselben Gruppe angehören. Mohr[1]) rechnet die Magnesite der Breitenau zum Karbon, welcher Ansicht auch ich mich anschließe, ebenso werden wohl die Grünschiefer, schwarzen Tonschiefer und Kalke zwischen Mallnock und St. Oswald ziemlich der gleichen Karbonstufe angehören, wie die den Kalk überlagernden und durch Fossilien der Ottweiler Stufe bestimmten Antracite und Schiefer der benachbarten Kot- und Stangalpe. Während letztere unbauwürdig sind, sind von den 5 Vorkommen von St. Oswald spez. das südöstliche ziemlich beträchtlich. Beide zeichnen sich durch einen hohen Eisengehalt aus und leiten so zu den Sideriten hinüber. Granigg (L. V. 36) weißt auf die stoffliche und Formengleichheit des Paläozoikum von Turrach (Kotalpe und St. Owald) und von Graz (Breitenau) hin und glaubt, daß wir es mit Stücken der Carapaceregion der nördlichen Grauwackenzone (Magnesite des Semmering, Veitsch, Leoben, Trieben usw.) zu tun haben, deren Wurzel im Süden liegt und zu welcher die Magnesite von Tragail gehören.

Die genaue geologische Kartierung unserer Alpen wird erst in der Zukunft zeigen müssen, ob die Ideen der ortfremden Decken in diesem Umfang haltbar sein werden.

---

[1]) H. Mohr, Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen. F. Heritsch, Zur Stratigraphie des Paläozoikum von Graz. H. Mohr, Ein Nachwort zu „Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen. Mitteil. d. geol. Ges. in Wien, Bd. II, 1911, S. 305, 619, 627.

Am schwierigsten ist die geologische Stellung der noch verbleibenden Magnesite von Millstatt in Kärnthen, Gomagoi und Trens in Südtirol zu deuten. Nördlich von Millstätter See auf der sog. Millstätter Alpe (REDLICH L. V. 18a, Z. 18, Kol. IX) in einer Höhe von 1600 m liegt zwischen Amphibolit- und granatführenden Glimmerschiefern ein weißer talkreicher, tremolitführender, eisenarmer Magnesit, der in Form einer zirka 20 m mächtigen Bank streichend und fallend auf eine große Strecke bloßgelegt ist. Ob er dem Alter nach „als ein eingefalteter Rest von Karbonschichten der Carapaceregion“ aufzufassen ist, wie es GRANIGG anzunehmen für berechtigt hält, oder ob wir es mit einer älteren Serie zu tun haben, die sich zu den karbonen Magnesiten verhält, wie die Siderite des Hüttenberger Erzberges zu den paläozoischen Sideriten des steirischen Erzberges bez. zu den karbonen eisenreichen Breunneriten der Kotalpe, läßt sich heute nach meiner Ansicht noch nicht mit Sicherheit feststellen.

Die Magnesite von Trens bei Sterzing in Tirol (CANAVAL L. V. 29, Z. 18, Kol. 5, Sekt. NW) liegen in kalkreichen Glimmerschiefern und Phylliten, die nach Norden einfallen und nach BLAAS als Gesteine der Schieferhülle unbestimmten Alters zu betrachten sind. In einem weichen zerreiblichen Schiefer liegen unregelmäßige grobspätige Karbonatlinsen — dem Magnesit der Millstätter Alpe sehr ähnlich —, welche vorwiegend aus Dolomit, zum geringeren Teil aus Magnesit bestehen. Auffallend ist ihre Verwachsung mit Albit, Rutil und chromhaltigem Glimmer. Auch Rumpfitschiefer ist häufig.

Der geologisch auffallendste aller bis jetzt beschriebenen Magnesite liegt im Gebiete der Ortleralpen am Zumpanell und am Stiereck (L. V. 29, Z. 19, Kol. 3, Sekt. SW) bei Gomagoi in Südtirol. Schwarze und graue Tonschiefer bilden das Liegende, Dolomite, in welchen ein unreiner Breunnerit von schwankender Zusammensetzung auftritt, das Hangende. HAMMER rechnet sie zur Triasserie.

	Stiereck [1]	Zumpanell [1]	Zumpanell [2]
$MgCO_3$	76,27	67,10	79,83
$CaCO_3$	5,22	24,19	12,72
$FeCO_3$	16,68	7,89	5,04
Unlösliche Bestandteile	1,60	1,15	2,10
	99,98	100,33	99,69

[1]) Analytiker C. FR. EICHLEITER geol. Reichsanstalt Wien.
[2]) Chemisches Laboratorium der Veitscher M. A. G.

Anschließend einige Analysen der wichtigsten österreichischen Magnesite.

	Semmering [1]	Semmering [2]	Arzbach [3]	Arzbach [4]	Veitsch [5]	Veitsch (Sattlerkogel) [6]	Oberort Wiesergut [7]	Oberort [8]	Wald [8] A	Wald [8] B
Kohlensäure	50,15	48,64	50,90	51,74	50,44	50,41	52,35	52,24	51,62	50,96
Eisenoxydul	3,16	2,93	2,12	2,43	3,65	3,53	0,71	1,62	1,62	1,79
Kalk	2,42	0,80	1,58	0,76	0,97	1,68	0,9	0,86	0,86	0,96
Magnesia	42,02	42,02	45,32	44,00	43,82	42,43	45,85	45,55	45,55	44,79
Mangan-oxyduloxyd	n. best.	n. best.	—	0,40	Spur.	0,53	nicht	best.	Spuren	
Tonerde	n. best.	0,80	—	Spur.	Spur.	0,03	nicht	best.	nicht	best.
Kieselsäure usw.	1,29	4,45	0,34	0,72	0,45	0,92	0,2	0,47	0,47	1,39
Spezifisches Gewicht	—	—	—	—	—	—	—	—	3,03	—

	Sunk [8]		Dienten [9]	Dienten [9]	Schneetal Tirol [10]	Breitenau [11]	Breitenau [10]	Millstätter Alpe [12]	Millstätter Alpe [12]
Kohlensäure	51,87	51,60	47,99	48 51	51,18	49,30	49,81	50,5	50,8
Eisenoxydul	1,74	2,14	1,54	3,75	1,00	6,42	5,72	1,8	1,2
Kalk	1,01	1,32	4,52	1,73	0,76	5,12	0,32	0,5	Spur.
Magnesia	45,60	44,98	39,54	39,91	46,54	37,70	43,06	45,1	46,00
Manganoxyduloxyd	Spuren		—	—	—	—	0,94	nicht	best.
Tonerde	nicht	best.	0,48	0,17	0,15	—	0,14	0,3	0,2
Kieselsäure usw.	0,25	—	5,83	6,89	0,37	0,23	0,76	2,3	1,6
Spezifisches Gewicht	3,02	2,98	—	—	—	—	—	—	—

	St. Oswald Grundalm [13]	St. Oswald Bockalm [13]	St. Oswald Hintermalnock Leitergraben [14]	St. Oswald Zirknitzen [15]	St. Oswald Mallnock [14]	St. Oswald in Kärnten [15]	St. Oswald in Kärnten [15]	Kotalpe in Kärnten [16]	Eisenerze der Werchzirngruben (Stangalpe) [16]	Pistomesit von Flachau [17]
Kohlensäure	44,3	43,2	45,1	43,0	49,5	43,95	45,05	48,07	43,13	43,62
Eisenoxydul	12,9	17,8	12,6	8,1	7,5	9,81	11,56	7,74	27,67	33,92
Kalk	3,8	1,4	0,6	1,1	Spur.	2,00	1,60	2,14	2,40	—
Magnesia	30,7	29,0	37,5	37,8	41,2	40,66	39,65	38,22	20,66	21,72
Mangan-oxyduloxyd	nicht bestimmt					1,80	0,40	Spur.	1,22	—
Tonerde	2,0	1,6	Spur.	?	?	nicht	best.	0,29	0,11	—
Kieselsäure usw.	6,3	6,5	4,0	6,0	1,8	1,60	1,44	3,54	5,64	—
Spezifisches Gewicht	—	—	—	—	—	—	—	—	S,P Cu 0,092	—

[1]) K. R. v. Hauer, Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Wien, 1852, S. 154.

[2]) C. v. John, Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Wien, 1907, S. 427.

[3]) J. Rumpf, Tschermak's Min.-petr. Mitteil., 1873, S. 263.

	Magnesit Flachau [18])	Pistomesit Flachau [19])	(Sideroplesit) Siderit Dienten Salzburg [20])	(Sideroplesit) Siderit Dienten Salzburg [21])	Penkerötz bei St. Johann in Pongau-Salzburg [22])
Kohlensäure	49,67	43,10	40,31	44,56	—
Eisenoxydul	3,26	12,04	47,52	35 33	28,65
Kalk	0,65	2,14	0,43	3,83	3,52
Magnesia	44,53	40,41	10,46	14,00	23,65
Manganoxyduloxyd	0,28	n. best.	2,57	—	nicht best.
Tonerde	—	2,1	—	—	1,44
Kieselsäure usw.	0,58	0,20	—	2,34	0,30
Spezifisches Gewicht	—	—	—	—	—

Die auf eine Strecke von mehr als 300 km in den Ostalpen verteilten Magnesitvorkommen geben nicht nur durch ihre Zahl, sondern auch durch ihre Größe Österreich bezüglich dieses Bodenproduktes ein Übergewicht über alle anderen Staaten, das sich in den Produktionsziffern am besten ausdrückt (16000 Waggon gebrannte Ware im Jahre 1912), und da die Karpaten eigentlich nichts anderes sind als eine tektonisch stratigraphische Fortsetzung der Alpen, getrennt von diesen durch die jungen Einbruchgebiete von Wien und Graz, darf es uns nicht wundernehmen, daß dort, wo die Grauwackenformation in diesem Gebirge auftritt, auch der Magnesit unter denselben Bedingungen sich wiederfindet.

---

[4]) und [5]) Ing. R. Banco, Veitsch Chefchemiker der Veitscher M. A. G.

[6]) Stahl und Eisen.

[7]) F. Ratz in Leoben.

[8]) F. Uhlick, Tschermak's Min.-petr. Mitteil., 1873, S. 263.

[9]) C. F. Eicheiter, k. k. geol. R. A. Jahrb. d. k. k. geol. R. A., 1907, S. 927.

[10]) Ing. R. Banco l. c.

[11]) Ing. R. Banco l. c.

[12]) Prof. Rimbach, Bonn. Hörhager Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 1911, Nr. 16.

[13]) Generalprobieramt Wien. Hörhager Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 1911, Nr. 16.

[14]) Unbekannt. Hörhager Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 1911, Nr. 16.

[15]) Ing. R. Banco l. c.

[16]) R. Schöffel, Leoben in Canaval, Lit.-V. 14.

[17]) Kristallspaltungsstücke. Pogg. Annalen, 1897, Bd. 70, S. 147.

[18]) R. v. Zepharovich, Mitteilungen über neue Vorkommen österreichischer Minerale. Sitzb. d. böhm. Ges. der Wiss., 1865, S. 76. Analytiker: K. Sommer, Kristalle einer Drüse aus dem Eisensteinbergbau Flachau.

[19]) Analytiker: stud. chem. Max Melzer der deutschen Technik in Prag, das aus dem Eisensteinbergbau Flachau gewonnene Erz, in welchem die unter 18 analysierten Magnesite aufsetzen.

[20]) Analytiker: K. Sommer, Kristalle einer Drüse aus den Sideriten von Dienten, K. R. v. Zepharovich, l. c. 18, S. 73 als Lidersplanit beschrieben.

[21]) Muttergestein des unter 20 angeführten Drusenmaterials. Analytiker: Fritz Glauber, stud. chem., a. d. deutschen Technik Prag.

[22]) Ein dem Flachauer Eisenstein ähnliches Erz aus den aufgelassenen Bergbau Penkerötz NO von St. Johann in Pongau, Salzburg.

Der kristallinische Magnesit tritt in Ungarn im Gebiete des Szepes-Gömörer Erzgebirges auf. Die hohe Ähnlichkeit der Gesteine dieses Landstriches hat zuerst Hugo von Böckh (L. V. 43, 47, 51) im Jahre 1905 erkannt (er identifiziert sie nach einer brieflichen Mitteilung mit der sog. unteren ostalpinen Grauwackendecke), unabhängig von ihm hat Redlich (L. V. 50) eine ähnliche Parallele zwischen den Dobschauer und den nordalpinen Erzlagerstätten aufgestellt. Ein mächtiger Granitlakkolit teilt das Erzgebirge in einen nördlichen und in einen südlichen Zug, ein isoliertes Stück des Erzgebirges liegt bei Diveny nördlich von Losoncz. Dieser Granitlakkolit sendet seine Ausläufer in Form von Apliten und Pegmatiten in die weitere Umgebung, welche aus hochmetamorphen älteren Gesteinen und der jüngeren Karbon-Permserie besteht. Sie beginnt mit graphitischen Schiefern, darüber folgen Tonschiefer mit Kalkzwischenlagen, letztere nehmen nach oben immer mehr zu, bis sie in massige Kalke übergehen, in welcher Productus bisulcatus und aff. giganteus (Unterkarbon, Stufe von Visé) gefunden wurden. Quarzporphyre durchsetzen die bisher aufgezählten unterkarbonen Gesteine, die Böckh, da sie nie das Oberkarbon durchbrechen, für infrakarbonisch hält, während einzelne Autoren, wie Ahlburg (L. V. 53) und Woldřich (L. V. 54), geneigt sind, sie dem Devon zuzuzählen. Permische Quarzite beenden die uns interessierende Serie. Parallel den nach $3-5^h$ streichenden Verwerfungen finden sich nicht nur zahlreiche Eruptivgesteine, wie Diorite, Gabbros usw., längs dieser Störungen haben auch die postvulkanischen Erscheinungen der großen posttriadischen Lakkolite jene Magnesiumbikarbonatthermen hervorgebracht, welche die Kalke der Karbonserie metasomatisch umgewandelt haben.

Die Dolomitisierung bez. Magnesitisierung kennt man heute bereits auf einen beiläufig 160 km-Zug von Totpelsöc bis Kaschau (Kassa). Der Zug beginnt im Westen mit einzelnen unvollkommen magnesitisierten Kalkblöcken bei Totpelsöc, daran schließt das von Böckh und Vitalis entdeckte kleine Vorkommen von Divin (Diveny) (Z. 12, Kol. XXI, der öst.-ung. Spezialkarte 1 : 75 000).

Die folgende Magnesitscholle tritt in der Gemeinde Kokova auf. Mit ihr beginnt jener gewaltige von SW nach NO streichende, zirka 40 km lange, bis nach Ochtina im O reichende Zug (Z. 11, Kol. XXII der Spezialkarte der öst.-ung. Monarchie 1 : 75 000).

Nördlich von Nyustya am sog. Koalitionsweg zwischen den Gehöften Petrakovo und Mutnik liegt ein Magnesitvorkommen, das insofern erwähnenswert ist, als es bereits in den Kontakt des Trstje-Granites fällt, andererseits viel schwarzes Schiefermaterial seiner Unterlage aufgenommen hat und so den bekannten Pinolit gebildet hat. Reichere Talkführung am Außenmantel hat den Abbau dieses Materials zur Folge gehabt. Eine große Zahl Kalkfelsen (Vitalis

zählt deren zwölf) liegen parallel der in der Spezialkarte eingezeichneten Drahtseilbahn. Sechs von ihnen sind magnesitisiert, die wichtigsten sind der Burda-Bruch jenseits des Blch-Baches, von dem eine Seilbahn zu den Öfen der ungarischen Magnesitindustrie A. G. südlich von Hacsava führt, und die der Stadt Ratkó gehörige Ratkó-Szabadier-Grube, welche eine 90 m mächtige Lagerstätte abbaut.

Barlai Selmerzbánya gab im Jahre 1905 Analysen des Materials aus dem Burda-Bruche:

	gebrannter Zustand	ungebrannt	
		I	II
SiO_2	0,98	0,04	0,08
Fe_2O_3	5,70	1,90	1,82
Al_2O_3	0,10	0,10	0,08
CaO	1,88	0,46	0,20
MgO	91,10	46,20	46,35
CO_2	—	51,26	51,35
		100,16	99,88

Weiterhin gegen NO folgen die Magnesite, denen man gewöhnlich die Bezeichnung Jolsva gibt, da sie nordöstlich und südwestlich von dieser Stadt liegen. Bei Turcsok liegt eine 30 m mächtige Lagerstätte, dann folgt der Magnesit nördlich der Drahtseilbahn und daran sich anschließend das unmittelbar an der Bahn bei Lubenyik gelegene Vorkommen.

Die größte Magnesitlagerstätte Ungarns liegt zwischen Jolsva und Mnisany auf dem Dubrava-Berg, sie ist wenigstens 70 m mächtig und erreicht eine Längenausdehnung von fast 1 km.

Jolsvaer Magnesite wurden des öfteren analysiert und ihre Resultate publiziert; ich greife nur einige heraus.

	I	II	III
CO_2	51,34	51,44	50,10
FeO	3,88	} 0,30	} 3,27
Fe_2O_3	Spuren		
CaO	—	—	0,20
MgO	44,63	47,35	44,80
MnO	0,16	—	—
Al_2O_3	—	Spuren	0,39
SiO_2	—	0,22	0,74
FeS_2	0,19	—	—
H_2O	—	0,27	—
	100,20	99,58	99,50

I, J. Loczka, Budapest 1902. II, S. Kalecsinszky, Budapest 1907. III, B. Barlai, (Selmecbanya) 1905.

In kleinen Schollen reicht dann der Magnesit bis zur Stadt Ochtina, wo noch einmal die gewaltige Mächtigkeit von 160 m bei einer streichenden Länge von 250 m erreicht wird. Von Turcsok bis Ochtina zählt man sieben Vorkommen.

Die östlichsten Magnesitlagerstätten liegen nordöstlich der Stadt Kaschau. Es sind deren drei (Z. 11, Kol. 24).

Außer den alpinen und karpatischen kristallinen Magnesiten kennt man dieses Mineral als Gestein von Spanien und aus Schweden. Über die spanischen Magnesite erhielt ich von privater Seite Kenntnis. Herr DIONYSIO DE GURTUBAY aus Santander schrieb mir, daß diese Magnesite bei Reinosa (Provinz Santander) in der unteren Kreide liegen und an Kalke bzw. Dolomite gebunden sind. Die Proben, welche er mir sandte, zeigen grobkristallinischen Charakter, sind viel weniger dicht als die alpine Varietät, sie machen eher einen schwammigen Eindruck und sind braun von in Spaltrissen ausgeschiedenem Eisenhydroxyd. In zahlreichen Drusenräumen sind die Magnesitkristalle mit ihren Endflächen entwickelt, auf welchen in zweiter Generation Aragonit und Kupferkies sitzt. Das Ganze macht den Eindruck, als ob die Magnesite dem gleichen Prozeß wie der Typus Veitsch ihre Entstehung verdanken, nur daß hier jene Kraft fehlte, welche in den Ostalpen in Form der kristallinen Schieferbildung die ursprüngliche Masse nochmals umbildete. CALDERON [1]) erwähnt sie als Linsen bzw. Gänge im Kalk.

Eine Analyse dieses Materiales ergab folgendes Resultat:

	gebrannt %	ungebrannt %
Glühverlust	0,40	47,00
Kieselsäure	3,34	0,08
Eisenoxyd	2,99	5,76
Aluminiumoxyd	1,21	0,31
Manganoxydul	2,05	2,09
Calciumoxyd	5,17	11,80
Magnesiumoxyd	85,11	33,34

Ebenso gering ist die Kenntnis der schwedischen und norwegischen Magnesite. Die meisten dürften dem Typus Greiner angehören, dazu gehört in erster Linie Snarum [2]), das jährlich 2500 Tonnen gebrannte

[1]) P. S. CALDERON, Los Minerales de España Madrid, Bd. II, 1910, S. 65.

[2]) K. F. BÖBERT, Gaea norvegica Heft I, S. 127—138, Kristiania 1838. G. ROSE, Poggendorfs Annalen, Bd. 82, 1851, S. 511. A. HELLAND, ebenda, Bd. 148, 1873, S. 329. Th. KJERULF, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen, deutsche Ausgabe, A. Gürlt, Bonn 1880. E. DAUMANN, Magnesit fran Snarum Bihang til Järnkontorets Annaler, Stockholm 1905. W. WERENSKIOLD, Text til geologisk kart over Strökene mellem Saetersdalen og Ringerike. Norges geologiske Undersökelse, No. 66, 1912, S. 23 u. 28.

Magnesitprodukte liefert. Einige andere norwegische Vorkommen (ohne technische Bedeutung) sind postvulkanische Produkte teils kaledonischer, teils mitteldevonischer Peridotite wie das im Devonkonglomerat am Röragen [1]) gelegene Vorkommen.

Schließlich finden sich im Bezirk Norbotten im Kirchspiel Kvickjok (Lappland) an der Nordseite des Tarraflusses, bevor er sich zum See erweitert, kristalline Magnesite als Lager und Linsen an Chlorit- und Amphibolitschiefer — metamorphe Eruptiva — gebunden, die das Aussehen von kristallinischem Kalkstein haben und dolomitische Partien einschließen. Ihre größte Mächtigkeit beträgt 12 m, die Linsen hängen untereinander nicht zusammen.

Die Analysen ergaben folgendes Resultat.

	Magnesit		Magnesit		Sintermagnesit		Magnesitziegel
	roh	gebr.[2])	roh	gebr.[2])			
Eisenoxyd	—	9,39	—	16,48	4,17	4,43	4,31
Eisenoxydul	4,32	—	7,79	—			
Kalk	0,04	0,08	0,04	0,82	1,74	1,89	2,00
Magnesia	42,76	83,27	39,51	75,21	76,90	81,44	80,09
Tonerde und Manganoxyd	?	?	?	?	4,10	4,30	4,31
Kieselsäure	3,40	6,68	3,69	7,06	6,95	7,60	9,59
Glühverlust	—	—	—	—	6,16	0,11	0,11
Kohlensäure	49,33	—	48,54	—			
Summe:					100,02	99,77	100,41

Zu welchem Typus sie zu stellen sind, läßt sich nach den wenigen Angaben schwer entscheiden. Die mir von F. Svenonius gesandte Gesteinssuite erinnert durch das Auftreten des Dolomites an die ostalpinen Lagerstätten vom Typus Veitsch, V. M. Goldschmidt aus Kristiania hält sie nach einer brieflichen Mitteilung für direkte Umwandlungsprodukte kaledonischer Peridotite. Dafür spricht wieder die Verwachsung mit Magnetit (siehe Gleichung van Hise). Ich danke ihm an dieser Stelle für die Bekanntgabe der skandinavischen Literatur.

Alle vorstehend aufgezählten alpinen und karpatischen Vorkommen sind genetisch ident und stehen zu den kristallinen Schiefern

[1]) V. M. Goldschmidt, Das Devongebiet am Röragen bei Röros Véd. Selsk. Skrift mat.-naturw. Klasse 1913, Nr. 9.

[2]) Svenonius, Om den lappl. Magnesiten Tekn. Tidskrift Afdelning för Kemi 1896.

[3]) F. Svenonius, Forskningsreser i Kvikkjokks Fjälltrakter aren 1892 och 1893 med Särskild till Apatitförekomster. Sveriges geolog. Undersökning Afhandlingar ach uppsatser, Nr. 16, Ser. C, Stockholm 1895, p. 14. Ferner derselbe Autor in Nagra Bidrag eruptives Betydelse ör Fjällbildningerne Sveriges geol. Undersökning, Ser. C, Nr. 164, 1896 und Om den lapplandslia Magnesiten. Tekn. Tidskr (Kemi o. Bergsv.) 1896, S. 97. Tegengren F. Jårnmalms-och Magnesitforekomster inom Krikkjokks Kap. lay. Sver. Geol. Und. Ser. C, Nr. 230, St. 71. A. Hamberg, Geol. Führer durch das Sarckgebirge. Geol. Fören. Förh. in Stockholm, Bd. 7, 1884 und Guides des Excursions en Suede, IX. int. Geol. Kongreß 1910, Nr. 9.

in engster Beziehung. Es spricht hierfür die an den einzelnen Fundorden nachgewiesene Paragenesis. So fand, wie schon früher erwähnt, H. v. Foullon im Magnesit des Sunk, Redlich in einem vom Semmering stammenden Siderit (dem genetischen Analogon des Magnesits) Epidotkristalle, welche überdies auch im Magnesit von Nyustija (Ungarn) vorkommen, der dem alpinen vollkommen gleicht. Das Auftreten von Quarz, Talk und Rumpfit in allen Magnesitlagerstätten deutet ebenfalls darauf hin, ebenso die von R. Canaval (L. V. 25) in Trens bei Sterzing gefundenen Verwachsungen von Albit und Magnesit.

Die weitere Paragenesis, welche in der vorliegenden Tabelle wiedergegeben wird, zeigt eine Reihe von verschiedenen Sulfiden, die sich auch in den alpinen Sideritlagerstätten finden, wodurch der genetische Zusammenhang mit diesen angedeutet wird, wie dies ausführlich Redlich in der Arbeit: Das Schürfen auf Erze von ostalpinen Charakter (L. V. 39) dargelegt hat.

Die Angabe, wie weit es sich wirklich um primäre Mineralien handelt, d. h. ob sie wirklich gleichzeitig mit dem Magnesit gebildet wurden, oder ob eine kleine Alterdifferenz zwischen beiden besteht, läßt sich sehr schwer entscheiden, ich habe diejenigen Sulfide als primär angenommen, welche eine Verwachsung mit dem Magnesit zeigen. Auch jüngere Gänge sind in fast allen Magnesitlagerstätten zu finden, ähnlich, wie fast alle alpinen Siderite von jüngeren Gangtrümmern (Siderit, Ankerit, Kupferkies, Baryt usw.) durchzogen werden. Vollständig erschöpfend hat solche Gänge F. Cornu (L. V. 19) aus der Veitsch beschrieben. Die nachstehende Mineralzusammenstellung dieses Fundortes ist deshalb auch von großem Interesse, weil sich mit Ausnahme einer untergeordneten Aragonit- und einer noch geringeren Calcitbildung in der dritten Generation in der Lagerstätte nirgends der reine Kalk, sondern stets nur Dolomit und Magnesit finden.

I. Generation.

Quarz, prominierend.
Fahlerz, derb (arsenhaltiges Antimonkupferfahlerz).
Pyrit, meist derb, selten kristallinisch.
Dolomit, weiß, grobkristallin, seltener.

II. Generation.

Dolomit, grobkristallin, prominierend.
Quarz, zurücktretend.
Rumpfit.
Pyrit.

III. Generation.

Quarz.

Dolomit, stets kristallisiert, oft wasserhelle, doppelspatähnliche Kristalle.

Ankerit, kristallisiert.

Aragonit, kristallisiert.

Calcit in winzigen Kügelchen als große Seltenheit und von sehr junger Bildung.

Rumpfit.

Die ab und zu auftretende Lehmausfüllung der im Laufe der Zeiten entstandenen Spalten, in welcher sich Reste von Rhinoceros tychorrhinus fanden, sind wohl im Alter wenig von den zuletzt angeführten Oxydationsmineralien verschieden. In ihnen fand Cornu auch Aragonit als Sinterbildung und Epsomit als Ausblühung.

Von Nuystija (Szucha Bruch) kennt man Bleiglanzgänge, welche Magnesitstücke, das Nebengestein, in sich enthalten. In Drusenräumen finden sich Kristalle von Anglesit, am Nordfuß des Banjoraberges fand H. v. Böckh Gänge von Galenit und Pyrit im Dolomit. Von Arzbach bei Neuburg (Steiermark) beschreibt Sigmund (L. V. 37) Kalkspat-Quarzgänge und Barytkristalle auf sekundären Spalten. Am Eichberg (Semmering) fand ich vor kurzem einen Quarzgang mit schwarzem Turmalin, wie er aus den ungarischen Sideriten schon lange bekannt ist; von dort ist auch Talk mit Apatitnadeln (L. V. 38) beschrieben worden. Im Sunk bei Trieben fanden sich auf Dolomitgängen prachtvolle Apatitkristalle von der Größe eines Fingernagels, welche in nächster Zeit näher beschrieben werden sollen.

Die Entstehung des Magnesites läßt sich nur durch eine Metamorphose nach Kalk erklären, wofür eine Reihe von Naturbeobachtungen als Beweise erbracht werden können. Fossilien, welche in dem ursprünglichen Kalk vorhanden waren (Krinoideen, Produktiden usw.), sind teils in Dolomit, teils in Magnesit umgewandelt, wobei die Fossilschale stets leichter der Magnesitisierung anheim fiel, als das sie umgebende Gestein. An zahlreichen feinen Spalten und Rissen sieht man in der Natur das Vordringen der Magnesialösung angedeutet. Der ursprünglich gebankte Kalk hat meistens eine grobkristallinische Stockform angenommen, durch diese Strukturveränderung gehen auch die meisten Spuren der Fossilreste verloren. Jene Partien dagegen, welche nur dolomitisiert worden sind, zeigen diese Erscheinug nicht, sie bleiben gebankt, so daß oft eine Insel geschichteter Gesteine im Magnesitstock zu sehen ist, in der wir häufig gut erhaltene magnesitisierte Fossilreste finden.

Der Dolomit, soweit er mit der Genesis zusammenhängt, ist teils die Umwandlungspseudomorphose nach Kalk, d. s. jene meist grauen

Eichberg am Semmering Niederösterreich	Arzbach bei Neuberg	Veitsch bei Mitterdorf, Steiermark	Pretalgraben bei Turnau, Steiermark	Kaintaleck bei Bruck a. d. Mur, Steiermark	Sunk bei Trieben, Steiermark	St. Martin im Ennstal, Steiermark	Häuselberg bei Leoben, Steiermark	Kotalpe, Kärnten	Trens bei Sterzing	Nyustija Burda und SzuchaBruch, Ungarn
Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit	Magnesit
primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit	primärer Dolomit
Pyrit	Pyrit	Pyrit	—	Pyrit	—	—	Pyrit	Pyrit	—	Pyrit
Talk	Talk	Talk	Talk	chromhaltiger Talk	Talk	chromhaltiger Talk	Talk	—	—	Talk
Rumpfit	Rumpfitschiefer	Rumpfit (primär u. sekundär)	—	Rumpfit	—	—	Rumpfit	—	Rumpfit?	Rumpfit
Antimonit	—	—	—	—	—	—	—	Antimonfahlerz [1]	—	—
—	Kupferkies	—	Arsenfahlerz	Kupferkies	—	Arsenfahlerz?	—		—	—
—		—	—	—	—	Kupferkies?	—	Kupferkies	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Glaukodot mit dem Zersetzungsprodukt
Bleiglanz (möglicherw. sekundär)	—	—	—	—	—	—	—	—	Rutil Albit	Kobaltblüte
Eichbergit $3(BiSb_2) S_3(CuFe)_2S$	—	—	—	—	Epidot	—	—	—	Chromglimmer	Epidot

[1]) Analyse des Fahlerzes nach R. Schöffel in Loeben.

S	20,28
Cu	30,76
Sb	21,68
Zn	1,66
Ag	0,49
Fe	5,11
Gangart	20,02
	100,00 %

Massen, die ich als Relikte der ursprünglichen Kalkbank bezeichnet habe, da sie äußerlich noch alle Kennzeichen desselben an sich tragen, teils sind es im Magnesit schwimmende weiße Rhomboeder, welche durch ihre gleichmäßige chemische Zusammensetzung, inmitten der verschiedensten isomorphen Mischungen der Magnesit-Breunnerit-Reihe liegend, besonders den Charakter der Doppelsalze dieses Minerales zeigen. Die zahlreichen von O. GROSSPIETSCH in unserer gemeinsamen Arbeit (l. c. L. V. 34) durchgeführten Analysen ergaben auch, daß alle Dolomite dem Normaltypus des Doppelsalzes mit kleinen Abweichungen welche wohl auf Verunreinigungen zurückzuführen sind, nahe kommen weshalb ich auch die Ansicht, daß der Magnesit sich über das Stadium des Dolomites bildete, nicht mehr für wahrscheinlich halte, vielmehr glaube, daß sich der Magnesit direkt durch Umsetzung gebildet hat, woraus sich auch ungezwungen die verschieden großen Dolomitaureolen, welche bald nur einige Millimeter, bald viele Meter stark, den Magnesit umsäumen, erklären lassen. SANDER berichtet über Magnesite des Tuxertales in Tirol, die angeblich in ursprünglichem Dolomit auftreten. Wie weit es sich hier um direkte Spaltenausfüllungen handelt oder aber um Bildungen im dolomitischen Kalk, entzieht sich meiner Beurteilung, da nach den schon einmal zitierten Analysen GROSSPIETSCH keine Übergangsglieder von Dolomit zum Magnesit existieren.

Die Gleichungen, nach welchen diese Vorgänge sich abgespielt haben, dürften lauten:

$$\text{I. } CaCO_3 + MgH_2(CO_3)_2 = MgCO_3 + CaH_2(CO_3)_2.$$

Das am schwersten lösliche Magnesiumkarbonat fällt aus, während das in Lösung bleibende Calciumkarbonat neuerlich der Einwirkung des gelösten Magnesiumbikarbonates ausgesetzt ist:

$$\text{II. } CaH_2(CO_3)_2 + MgH_2(CO_3)_2 = CaMg(CO_3)_2 + 2H_2O + 2CO_2$$

Das Endstadium wäre bei dieser Annahme Dolomit, doch ist zu seiner Bildung immer ein großer Überschuß der Magnesiumkarbonatlösung erforderlich.

G. LINCK und seine Schüler kommen auf Grund ihrer Versuche mit der labilen Modifikation des $CaCO_3$ dem Vaterit zu ähnlichen Resultaten, nur meint er, daß nach vollendeter Dolomitisierung des Kalkes sich aus der Magnesiumbikarbonatlösung Magnesit absetzt. Nach der Naturbeobachtung scheint der von mir angegebene Vorgang der wahrscheinlichere zu sein, da längs der ursprünglichen Spalten und Risse im Kalk, Magnesit und nicht Dolomit abgesetzt ist (siehe Fig. 2 und 5, Taf. 1, K. A. REDLICH u. O. GROSSPIETSCH, l. c.), vielleicht sind beide oft eine gleichzeitige Bildung.

Mit der Magnesitbildung hängt in den Alpen die Talk- bzw. Rumpfitentstehung innig zusammen. Dort, wo leicht lösliche Kieselsäure vorhanden war, bildete die Magnesialösung Talk, kam noch

Al_2O_3 hinzu, entstand das Magnesiumaluminiumhydrosilikat, der Rumpfit, den TSCHERMAK in der neuesten Auflage seines Lehrbuches mit dem Klinochlor vereinigt. Daß dieses Mineral auf den Magnesitlagerstätten verhältnismäßig selten ist und fast immer nur Talk vorkommt, erklärt sich aus der außerordentlich schwer angreifbaren Tonerde im gewöhnlichen Tonschiefer, nur dort, wo sich Sericitschiefer findet, konnte ich häufiger Rumpfit beobachten.

DOELTER's [1]) Experimente, wonach sich durch Einwirkung von Magnesiumsulfat und Magnesiumchlorid auf SiO_2 Talk bildet, fügt sich gut in den Rahmen der Naturbeobachtung ein.

Die theoretische Annahme von RETGERS, daß die rhomboedrischen Karbonate, wie nachstehend dargestellt, 3 Reihen bilden, bei denen jede Reihe in sich mischbar ist, aber mit den anderen Reihen keine Mischsalze zu bilden vermag, wurde durch die experimentellen Untersuchungen von KARL GRÜNBERG (3) vollkommen nachgewiesen. Die 3 Reihen sind folgende:

I.	II.	III.
Kalkspat-Reihe	Ankerit-Reihe	Braunspat-Reihe
Hexagonal	Hexagonal	Hexagonal
rhom. hem.	rhom. tetart.	rhom. hem.
$CaCO_3$	$CaMgC_2O_6$	$MgCO_3$
$SrCO_3$	$CaFeC_2O_6$	$FeCO_3$
$BaCO_3$	$CaMnC_2O_6$	$MnCO_3$
$PbCO_3$		$ZnCO_3$

Jede der Reihen vermag gleichsam in fester Lösung als Verunreinigung geringe Mengen eines Salzes der anderen Reihe aufzunehmen, ohne aber eigentlich Mischsalze zu bilden. Auch in der Natur kann man, wie dies schon öfters betont wurde, ähnliches beobachten. Der Magnesit enthält vor allem stets Eisenkarbonat in den verschiedenartigsten Prozentgehalten, so daß sich eine vollständig isomorphe Reihe von Magnesit zum Siderit führen läßt.

Tonerde, Kieselsäure, Manganverbindungen und Calciumkarbonat sind mechanische Beimischungen und könnten höchstens in kleinen Quantitäten als sog. feste Lösungen angesehen werden. Calcium und Magnesium einerseits, Calcium und Eisen andererseits, bilden, soweit sie in der Natur beobachtet werden, keine geschlossenen chemischen Reihen, sondern geben die Doppelsalze Dolomit und Ankerit.

Beim Ankerit verwischt sich das Bild, da dasselbe auch Magnesiumkarbonat enthält und Dolomit und Ankerit wieder scheinbar in allen Mischungsverhältnissen chemisch zueinander in Beziehung treten können, was sich aus den zahlreichen Analysen von Karbonaten er-

[1]) DOELTER, Handbuch der Mineralogie, Bd. III, S. 367.

gibt, die alle drei Elemente in sich enthalten, ich selbst habe derartige Karbonate als Lagermasse verschiedener Sulfidlagerstätten beschrieben [1]), sie fanden sich auch als jüngere Gänge in den Sideriten des steirischen Erzberges [2]), schließlich führt Leitmeier in Doelter's Handbuch [3]) eine große Zahl an.

Wir können die Beziehungen der drei Karbonate zueinander durch eine Dreiecksprojektion darstellen.

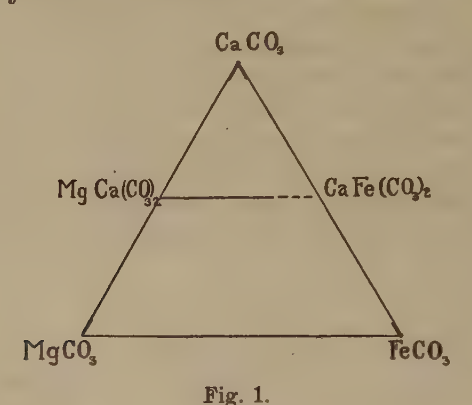


Fig. 1.

In diesem Dreieck sind die beiden Reihen $MgCO_3$ — $FeCO_3$ und $MgCa(CO_3)_2$ — $CaFe(CO_3)_2$ durch die beiden horizontalen Linien versinnbildlicht, die gegen den Normalankerit strichulierte Strecke deutet an, daß mir bis jetzt ein magnesiafreier Ankerit nicht bekannt ist, die kurzen Linien auf den Seitenteilen des Dreiecks zeigen, daß kleine Mengen aller drei Verbindungen fast immer in jedem der einzelnen Minerale vorhanden sind.

Aus diesen Erläuterungen geht schon die Berechtigung hervor, den Chemismus der Sideritgenese, soweit er die metamorphen Lagerstätten unserer Alpen betrifft, auf analoge Weise zu erklären. Einzelne Sideritvorkommen sind an und für sich nichts anderes als extreme eisenreiche Glieder der Breuneritreihe, ich verweise auf die in der Analysentabelle angeführten Pistomesite der Flachau und Dienten, in welchen Erzen als Drusenminerale Magnesit (Analyse 18) Dolomit und Sideroplesit (Analyse 20) auftritt. Die meisten Lagerstätten lassen sich aber nach folgenden Gleichungen erklären.

---

[1]) K. A. Redlich, Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Z. für prakt. Geol., Bd. XVI, 1908, S. 270. — Der Kupfererzbergbau Seckar. Z. für prakt. Geol., Bd. XIX, 1911, S. 350.

[2]) K. A. Redlich und O. Grosspietsch, L. V. 34. S. 100, Analyse Nr. 44, 45 und 46.

[3]) Doelter, Handbuch der Mineralogie. Leitmeier, Eisenreiche-Dolomite, Bd. I, S. 371.

I. $CaCO_3 + FeH_2(CO_3)_2 = FeCO_3 + CaH_2(CO_3)_2$.

II. $CaH_2(CO_3)_2 + FeH_2(CO_3)_2 = CaFe(CO_3)_2 + 2H_2O + 2CO_2$.

Nach dieser Annahme bildet sich zuerst Siderit, dann Ankerit.

Der Reliktendolomit der Magnesitlagerstätten wird hier durch Ankerit ersetzt, die im Magnesit schwimmenden Dolomitkristalle sind auch hier Dolomit, wenn genug Magnesia vorhanden ist, sonst Kalk.

Wir haben in den vorstehenden Gleichungen der Einfachheit wegen stets vom magnesiumfreien Ankerit, ebenso wie vom Dolomit, gesprochen, obwohl die Doppelsalznatur des Ankerites in der Natur mit Sicherheit sich nicht erweisen ließ. In Wirklichkeit ist das Eisen immer zum Teil durch Magnesium ersetzt, da die reagierenden Lösungen stets beide Elemente enthalten.

Diese auffallende Tatsache, daß fast alle alpinen Siderite $MgCO_3$ enthalten, der dem ursprünglichen Kalk fehlt, wird um so interessanter, wenn wir sehen, daß die auf derselben Lagerstätte sich findenden Ankerite reicher daran sind.

Die Umsetzung erfolgte teils an der Grenze der Kalke und der Nachbarschichten, teils haben präexistierende Spalten im Kalk den Zugang der Lösung in die Masse erleichtert. Daß solche Hohlräume vorhanden waren, zeigen die oft quer zu den Kalken verlaufenden Erzanhäufungen, die primär mit der Erzmasse zusammenhängen und sich auch durch Drusenräume als Gangausfüllungen mit massiger Struktur kennzeichnen.

Durch unsere Darlegungen hat die Hypothese der metasomatischen Verdrängung des Kalkes durch magnesia- und eisenreiche Lösungen Stützen erlangt, welche sie zur Erkenntnis erhebt. Daß in den Kalken neben der leichten Umsetzbarkeit des Materials präexistierende Spalten als Zufahrtswege eine gewisse Rolle spielen, wurde bereits gesagt.

Ist so die Epigenesis, bzw. die metasomatische Veränderung reichlich bewiesen, bleibt doch noch vieles in Dunkel gehüllt, was mit dieser Frage zusammenhängt.

Wir sehen beim Siderit nur selten die Zufahrtswege in Form von zuscharenden Gängen an die Erzmasse, es sind jedoch, wenn auch weit entfernt, Gänge mit derselben Paragenese vorhanden, ihr Fehlen in der unmittelbaren Nachbarschaft läßt sich durch die Gebirgsbewegung der Alpen erklären, die ihn von ihrem ursprünglichen Platz entfernt hat. Beim Magnesit aber kennen wir keinen größeren Gang, es müßte denn sein, daß die Magnesialösungen im Schiefer die Kieselsäure zur Talkbildung vorgefunden hat und einzelne alpine Talklagerstätten als Analoga der Sideritgänge aufzufassen sind. Diese rein hypothetische Ansicht bedarf noch der Begründung.

Ebenso fehlen uns Anhaltspunkte für die richtige Deutung des Ursprunges der magnesia- und eisenhaltigen Wässer. Wenn Weinschenk und Böckh granitische Magmen, Redlich dagegen die reichlich im Paläozoikum auftretenden basischen Magmen als die Erzbringer zu sehen glaubt, so sind dies einstweilen nur Verlegenheitserklärungen. Hier muß vor allem die geologische Kartierung im großen Maßstab und die durch sie einsetzende Erkenntnis uns dem Ziele vielleicht näher bringen. Ist die moderne Ansicht der Massenverschiebungen der Gesteine bei der Gebirgsbildung richtig, so ändert sich das Bild des „Woher“ ganz bedeutend; dann wäre das Fehlen der Zufahrtswege nichts Auffallendes, und wir müssen mit großer Vorsicht die Quelle für jene letzten Äußerungen vulkanischer Tätigkeit suchen, die sich in Form magnesia- und eisenreicher Wässer geäußert hat, da sie weit entfernt von der heutigen Lagerstätte, getrennt durch Gebirgszüge, liegen kann.

---

2. Kristallographie.

Die Sichtbarmachung des Raumgitters der Kristalle durch Röntgenstrahlen.

Von

M. v. Laue,
Zürich.

Mit 10 Figuren.

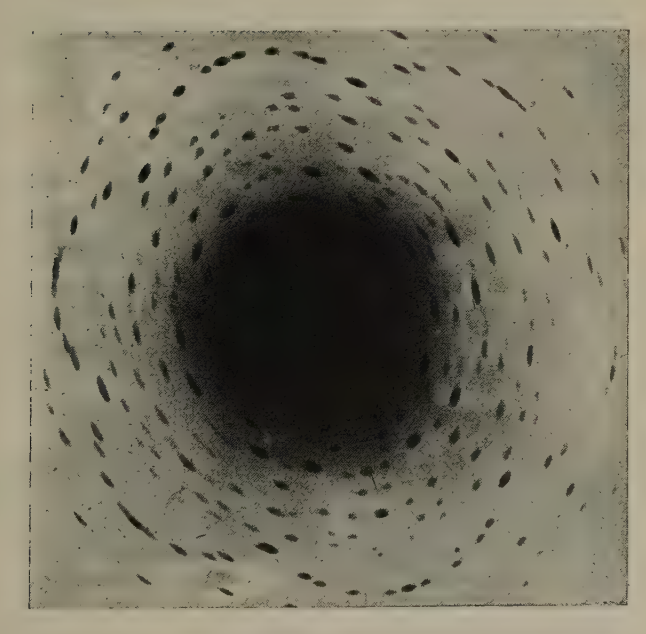


Fig. 1.
Beryll, durchstrahlt längs der Hauptachse.

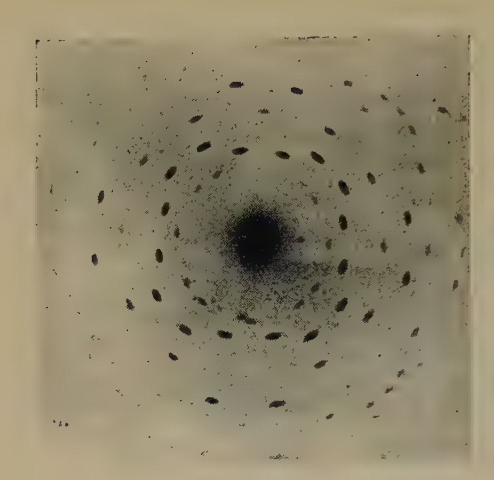


Fig. 2.
Zinksulfid, durchstrahlt längs einer vierzähligen Achse.

Einleitung.

Seit über 60 Jahren hat die Kristallographie die Theorie ausgebildet, daß der wesentliche Unterschied zwischen dem kristallinischen und dem amorph-festen Zustand darin besteht, daß im ersteren die Atome oder die Molekeln nach Raumgittern angeordnet sind. Diese Theorie stützte sich zunächst auf die bekannten Rationalitätseigenschaften der Kristallflächen. Aber an eine unmittelbare Prüfung, etwa unter dem Mikroskop, war nicht zu denken, solange für alle elektromagnetische Schwingungen, die zur Verfügung standen, die kleinste Wellenlänge von derselben Größenordnung (10^{-5} cm) wie beim sichtbaren Licht war. Denn wenn auch die Konstanten der Raumgitter der Kristalle bisher in keinem Falle eindeutig festgestellt waren, so ging doch soviel aus ihrer Dichte, ihrem Molekulargewicht und aus der Zahl der Atome im Grammatom hervor, daß ihre Größenordnung 10^{-8} cm ist (vgl. Nr. 15). Für sichtbares Licht und alle langwelligere Strahlung sind die Kristalle unter diesen Umständen Kontinua.

Das änderte sich erst, als man in den Röntgenstrahlen eine sehr viel kurzwelligere Strahlung kennen lernte. Die Beugungsmessungen von Haga und Wind, Walter und Pohl [1]), sowie Schätzungen der Wellenlänge aus der Art ihrer Entstehung führten auf die Größenordnung 10^{-9} cm [2]). Für derartige Wellen wären aber Gitter mit Konstanten von der Größenordnung 10^{-8} cm gerade geeignet; daß man bei den Kristallen statt mit einfach periodischen Gittern (wie in der Optik) mit dreifach periodischen Raumgittern zu tun hat,

---

[1]) H. Haga und C. H. Wind, Amsterdamer Akademie 1899 und 1902; Wied. Ann., Bd. 68, 1899, S. 884 und Ann. d. Phys., Bd. 10, 1903, S. 305; Zusammenstellung der beiden ersten Arbeiten in Archives Neerlandaises (2), Bd. 8, 1903, S. 412. B. Walter, Phys. Zeitschr., Bd. 3, 1902, S. 157. B. Walter und R. Pohl, Ann. d. Phys., Bd. 25, 1908, S. 715 und Bd. 29, 1909, S. 331. Über die Ermittlung der Impulsbreite (Größenordnung der Wellenlänge) vgl. A. Sommerfeld, Ann. d. Phys., Bd. 38, 1912, S. 473. Eine Zusammenfassung findet sich bei R. Pohl, Die Physik der Röntgenstrahlen, Braunschweig 1912, S. 23f.

[2]) W. Wien, Ann. d. Phys., Bd. 18, 1905, S. 919. Vgl. auch R. Pohl a. a. O., S. 21.

muß die Gittererscheinungen zwar wesentlich beeinflussen, kann aber ihr Auftreten nicht verhindern.

Dies waren die Überlegungen, die seinerzeit (April 1912) zu den Versuchen von FRIEDRICH und KNIPPING führten [1]), bei welchen ein Röntgenstrahlenbündel durch einen Krystall hindurchgesandt wurde; auf einer dahinter aufgestellten photographischen Platte wurden die Gitterspektren aufgefangen. Das Ergebnis gleich der ersten Versuche war unerwartet schön und auch relativ einfach (vgl. Fig. 1 u. 2). Eine große Zahl weiterer Forschungen hat sich daran angeschlossen, so daß schon heute zwei Jahre nach dem ersten Versuch dieser Art, eine reiche Fülle von Ergebnissen vorliegt. Unseren Bericht darüber möchten wir mit einer Entwicklung der Theorie beginnen, da sich diese bisher durchweg als leitender und ordnender Gesichtspunkt bewährt hat.

I. Die Lage der Interferenzmaxima.

1. Allgemeine Theorie. Den Ort des „Mittelpunktes" eines Atomes im Raumgitter bestimmen wir durch die rechtwinkligen Koordinaten x, y, z, deren Achsenkreuz beliebig gerichtet ist und seinen Anfang im Mittelpunkt eines beliebigen Atoms im durchstrahlten Teil eines Raumgitters hat. Das Raumgitter mag dem allgemeinsten, d. h. dem triklinen Typus angehören, bei welchem die Kanten des Elementarparallelepipedes — dargestellt durch die drei Vektoren $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ — beliebige Längen und Richtungen haben. Die Koordinaten der Mittelpunkte der Atome, oder wie wir kurz sagen wollen, der Atome selbst, sind dann durch drei positive oder negative, das Atom numerierende ganze Zahlen m_1, m_2, m_3 (einschließlich der Null) bestimmt gemäß den Formeln

$$\begin{aligned} x &= m_1 \mathfrak{a}_{1x} + m_2 \mathfrak{a}_{2x} + m_3 \mathfrak{a}_{3x} \\ y &= m_1 \mathfrak{a}_{1y} + m_2 \mathfrak{a}_{2y} + m_3 \mathfrak{a}_{3y} \\ z &= m_1 \mathfrak{a}_{1z} + m_2 \mathfrak{a}_{2z} + m_3 \mathfrak{a}_{3z} \end{aligned} \qquad 1)$$

Denken wir uns zur Vereinfachung zunächst die Atome nur längs einer Linie, etwa parallel zum Vektor $\mathfrak{a}_1$ angeordnet, was sich in 1) ausdrückt, wenn man m_2 und m_3 gleich Null setzt. In Fig. 3 soll B_0A die Richtung der einfallenden Röntgenstrahlen sein, denen wir zunächst eine bestimmte Wellenlänge λ zuschreiben. Jedes von den Strahlen getroffene Atom wird Ausgangspunkt einer Kugelwelle. Wir fragen: In welcher Richtung verstärken sich diese durch Interferenz?

---

[1]) W. FRIEDRICH, P. KNIPPING u. M. LAUE, Sitzungsber. München 1912, S. 303. Ann. d. Phys., Bd. 41, 1913, S. 971.

Ist A_0B in Fig. 3 eine derartige Richtung, so muß, wie aus der elementaren Gittertheorie bekannt,

$$A_0B - AB_0 = AA_0 (\cos\alpha - \cos\alpha_0) = h_1\lambda \qquad 2)$$

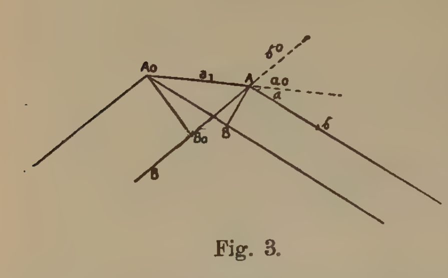


Fig. 3.

sein, wobei h_1 eine positive oder negative ganze Zahl einschließlich der Null bedeutet. Ist diese Bedingung erfüllt, so findet sich in der Richtung A_0B ein, wie man sagt, abgebeugter Strahl. Legen wir in die Richtungen des einfallenden und eines gebeugten Strahles die Vektoren $\mathfrak{a}_2$ und $\mathfrak{a}_3$, beide von der Länge 1, so ist $A_0A\cos\alpha$ bzw. $A_0A\cos\alpha_0$ das sogenannte skalare Produkt aus den Vektoren $\mathfrak{a}_1$ und $\mathfrak{s}$ bzw. $\mathfrak{s}_0$, so daß wir für Gleichung 2) erhalten:

$$(\mathfrak{a}_1, \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) = h_1\lambda \qquad 3)$$

Es ist nicht notwendig, daß, wie in der Zeichnung angenommen, die Vektoren $\mathfrak{a}_1, \mathfrak{s}, \mathfrak{s}_0$ in einer Ebene liegen. In allen Fällen findet sich merkliche Intensität nur in nächster Nähe der durch 3) gegebenen Richtungen. Denn, wie die Gittertheorie zeigt, es ist die Intensität in Abhängigkeit von der Richtung durch

$$\frac{\sin^2 M_1 A_1}{\sin^2 \frac{1}{2} A_1} \qquad 4)$$

wobei

$$A_1 = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{a}_1, \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) \qquad 5)$$

ist, dargestellt, wenn $2M_1$ die Anzahl der bestrahlten Atome bedeutet. Und dieser Ausdruck hat in den durch 3) gegebenen Richtungen Maxima, die um so höher und schärfer sind, je größer M_1 ist. Diese Zahl rechnet aber stets nach hohen Zehnerpotenzen.

Beim Raumgitter tritt nun zu der periodischen Wiederholung der Atome in der Richtung $\mathfrak{a}_1$ noch die in den Richtungen $\mathfrak{a}_2$ und $\mathfrak{a}_3$. Infolgedessen kommen zu 4) zwei ähnliche Sinusquotienten

$$\frac{\sin^2 M_2 A_2}{\sin^2 \frac{1}{2} A_2} \qquad \frac{\sin^2 M_3 A_3}{\sin^2 \frac{1}{2} A_3} \qquad 5)$$

als Faktoren hinzu, in denen

$$A_2 = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{a}_2, \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0),\ A_3 = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{a}_3, \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) \qquad 6)$$

zu setzen ist. Berücksichtigen wir schließlich noch, daß möglicherweise schon das einzelne Atom nach verschiedenen Richtungen verschieden strahlt, so müssen wir außerdem noch einen nur von den Atomeigenschaften, der Wellenlänge und den Richtungen der Vektoren

$\mathfrak{s}$ und $\mathfrak{s}_0$ abhängigen Faktor ψ einführen und erhalten so als Ausdruck der Intensität:

$$J = |\psi|^2 \frac{\sin^2 M_1 A_1}{\sin^2 \frac{1}{2} A_1} \cdot \frac{\sin^2 M_2 A_2}{\sin^2 \frac{1}{2} A_2} \cdot \frac{\sin^2 M_3 A_3}{\sin^2 \frac{1}{2} A_3} \qquad 7)$$

Scharfe Intensitätsmaxima finden sich danach dort, wo gleichzeitig die drei Bedingungen

$$(\mathfrak{a}_1, \mathfrak{s}-\mathfrak{s}_0) = h_1\lambda, \; (\mathfrak{a}_2, \mathfrak{s}-\mathfrak{s}_0) = h_2\lambda, \; (\mathfrak{a}_3, \mathfrak{s}-\mathfrak{s}_0) = h_3\lambda \qquad 8)$$

mit ganzzahligem h_1, h_2, h_3 erfüllt sind.

Führen wir einen neuen Vektor $\mathfrak{h}$ durch die Definitionen

$$(\mathfrak{a}_1\mathfrak{h}) = h_1\lambda, \; (\mathfrak{a}_2\mathfrak{h}) = h_2\lambda, \; (\mathfrak{a}_3\mathfrak{h}) = h_3\lambda \qquad 9)$$

ein, so folgt aus 8) notwendig und eindeutig

$$\mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0 = \mathfrak{h}. \qquad 10)$$

2. Allgemeine Folgerungen. Da das skalare Produkt $(\mathfrak{a}_1 \mathfrak{s}) = a_1 \cos(\mathfrak{a}_1, \mathfrak{s})$ ist (a_1 ist die Länge von $\mathfrak{a}_1$), so ist die erste der Gleichungen 8) für bestimmte Werte des Winkels zwischen den Vektoren $\mathfrak{a}_1$ und $\mathfrak{s}$, d. h. auf einer Schar von Kreiskegeln mit $\mathfrak{a}_1$ als Achse erfüllt. Entsprechendes gilt für die beiden anderen Gleichungen 8). Ein Interferenzmaximum ist also zu erwarten, wo diese drei Kegelscharen, von demselben Punkt als Spitze aus gezogen, eine Gerade gemeinsam haben. Bei gegebener Wellenlänge würde dies freilich nur ausnahmsweise mit der hinreichenden Genauigkeit zutreffen. Ließe man einfarbige Röntgenstrahlung in beliebiger Richtung den Kristall durchsetzen, so würde man in der großen Mehrzahl der Fälle überhaupt kein Interferenzmaximum bekommen [1]). Enthält jedoch die einfallende Strahlung, wie das tatsächlich der Fall ist, alle Wellenlängen eines gewissen Spektralbereiches in stetiger Folge, so wird bei diesem Versuch in vielen Fällen eine passende Wellenlänge vorhanden sein; wir kommen darauf später (Nr. 5 und 6) zurück. Wir führen es als eine erste Bestätigung der Theorie an, daß man in der Tat in allen Interferenzaufnahmen die Interferenzpunkte nach Systemen durchbrochener Kegelschnitte anordnen kann. In manchen Fällen, z. B. bei der Durchstrahlung von Nickelsulfat längs einer zweizähligen Achse, drängt sich eine solche Anordnung dem Auge förmlich auf.

Die Einteilung des Raumgitters in Elementarparallelepipede kann stets auf unendlich viele Weisen vorgenommen werden. Dem entspricht, daß man statt der drei Vektoren $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ drei andere

$$\begin{aligned} \mathfrak{a}_1' &= \alpha_1^{(1)}\mathfrak{a}_1 + \alpha_1^{(2)}\mathfrak{a}_2 + \alpha_1^{(3)}\mathfrak{a}_3 \\ \mathfrak{a}_2' &= \alpha_2^{(1)}\mathfrak{a}_1 + \alpha_2^{(2)}\mathfrak{a}_2 + \alpha_2^{(3)}\mathfrak{a}_3 \\ \mathfrak{a}_3' &= \alpha_3^{(1)}\mathfrak{a}_1 + \alpha_3^{(2)}\mathfrak{a}_2 + \alpha_3^{(3)}\mathfrak{a}_3 \end{aligned} \qquad 11)$$

[1]) Nur das Maximum, welches durch $h_1 = h_2 = h_3 = 0$ bestimmt ist, tritt stets auf; es liegt aber in der Richtung des einfallenden Strahles und wird von diesem verdeckt.

eingeführt; die Koeffizienten $\alpha_j^{(h)}$ sind ganzzahlig, ihre Determinante A hat den Wert 1, weil die Größe der Parallelepipede aus $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ und $\mathfrak{a}_1'$ $\mathfrak{a}_2'$ $\mathfrak{a}_3'$ übereinstimmen muß, deren Verhältnis durch A bestimmt ist. Die Gleichberechtigung des gestrichenen Vektorensystems mit dem ungestrichenen zeigt sich auch an unseren Grundgleichungen; denn faßt man die drei Gleichungen 8) mit $\alpha_1^{(1)}$, $\alpha_1^{(2)}$, $\alpha_1^{(3)}$ zusammen, so erhält man nach 11)

$$(\mathfrak{a}_1', \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) = h_1'\lambda, \; h_1' = \alpha_1^{(1)} h_1 + \alpha_1^{(2)} h_2 + \alpha_1^{(3)} h_3;$$

und wenn man sie analog mit $\alpha_2^{(1)}$, $\alpha_2^{(2)}$, $\alpha_2^{(3)}$ oder $\alpha_3^{(1)}$, $\alpha_3^{(2)}$, $\alpha_3^{(3)}$ zusammenfaßt

$$\left.\begin{aligned}(\mathfrak{a}_2', \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) &= h_2'\lambda, \quad h_2' = \alpha_2^{(1)} h_1 + \alpha_2^{(2)} h_2 + \alpha_2^{(3)} h_3,\\ (\mathfrak{a}_3', \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) &= h_3'\lambda, \quad h_3' = \alpha_3^{(1)} h_1 + \alpha_3^{(2)} h_2 + \alpha_3^{(3)} h_3.\end{aligned}\right\} \quad 12)$$

Die Auflösungen dieser Gleichungen nach den Zahlen h lauten wegen $A = 1$:

$$\left.\begin{aligned}h_1 &= A_1^{(1)} h_1' + A_2^{(1)} h_2' + A_3^{(1)} h_3'\\ h_2 &= A_1^{(2)} h_1' + A_2^{(2)} h_2' + A_3^{(2)} h_3'\\ h_3 &= A_1^{(3)} h_2' + A_2^{(3)} h_2' + A_3^{(3)} h_3'\end{aligned}\right\} \quad 13)$$

(die $A_m^{(n)}$ sind die Unterdeterminanten von A), sie haben wie diese Gleichungen selbst ganzzahligen Koeffizienten. Ist n der größte, gemeinsame, ganzzahlige Teiler der drei Zahlen h_1, h_2, h_3, so ist nach 12) n auch ein gemeinsamer Teiler der Zahlen h_1', h_2', h_3'; und zwar der größte, weil anderenfalls nach 13) auch die drei Zahlen h einen noch größeren Teiler hätten. Die Zahl n behält somit beim Übergang von ungestrichenen zum gestrichenen Vektorensystem ihre Bedeutung.

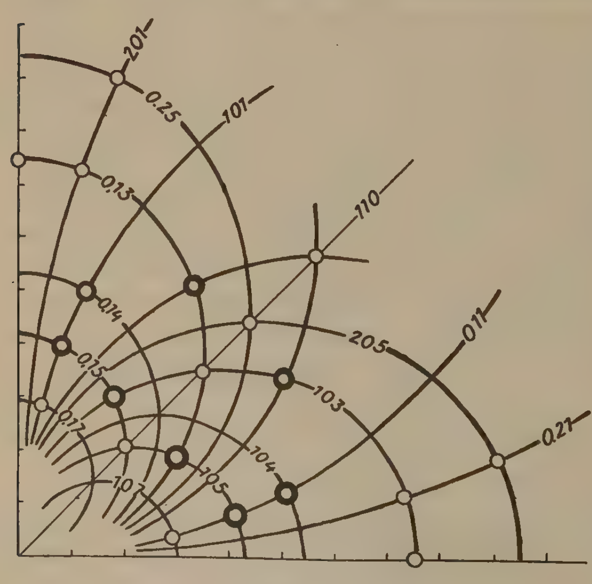


Fig. 4.

Ebenso, wie den drei Vektoren $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ eine Art entsprach, die Interferenzpunkte zu Kegelschnitten zusammenfassen, gibt es für die Vektoren $\mathfrak{a}_1'$, $\mathfrak{a}_2'$, $\mathfrak{a}_3'$ eine andere derartige Zusammenfassung.

Jedem der unendlich vielen Arten, das Raumgitter in Elementarparallelepipede einzuteilen, entspricht eine solche Zusammenfassung. In das vierzählig symmetrische Photogramm bei regulären Kristallen, hat Herr Wulff derartige Kegelschnitte eingezeichnet (Fig. 4); die ihnen beigefügten Zahlen sind die Indices derjenigen kristallographischen Richtung, bezogen auf die drei Würfelkanten, welche für den entsprechenden Kreiskegel Achse ist.

3. Ewald's Konstruktion der gebeugten Strahlen.[1]) Man kann die Richtungen, in welchen Interferenzmaxima („gebeugte Strahlen") aus dem Kristall austreten, leicht auf Grund der Gleichungen 9) und 10) durch Konstruktion finden. Wir ziehen dazu von einem beliebigen Ausgangspunkt O aus die drei Vektoren $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$, teilen die Gerade, auf welcher $\mathfrak{a}_1$ liegt, in Strecken von der Länge $1 : a_1$ und legen durch jeden Teilpunkt die zu ihr senkrechte Ebene. Entsprechend verfahren wir auf den Geraden von $\mathfrak{a}_2$ und $\mathfrak{a}_3$. Die so entstehenden drei Scharen äquidistanter paralleler Ebenen bilden das „reziproke" Raumgitter. Von dem Punkt O aus ziehen wir nun den Vektor $\overrightarrow{OS^0} = -\frac{\mathfrak{s}_0}{\lambda}$ und schlagen um seinen Endpunkt S^0 die Kugel mit dem Radius S^0O. Nach jedem Gitterpunkt S, welchen die Kugel trifft, ziehen wir einen Vektor $\overrightarrow{S^0S} = \frac{\mathfrak{s}}{\lambda}$; er gibt die Richtung eines möglichen Interferenzmaximums an. Beweis: Der Vektor

$$\overrightarrow{OS} = \frac{\mathfrak{h}}{\lambda} = \overrightarrow{OS^0} + \overrightarrow{S^0S} = \frac{\mathfrak{s} - \mathfrak{s}^0}{\lambda}$$

hat nach Konstruktion die Projektionen $\frac{h_1}{a_1}$, $\frac{h_2}{a_2}$, $\frac{h_3}{a_3}$ nach den Richtungen von $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$, wobei die h ganze Zahlen sind; andererseits sind diese Projektionen nach den Regeln der Vektorrechnung gleich $\frac{(\mathfrak{a}_1 \mathfrak{h})}{a_1}$, $\frac{(\mathfrak{a}_2 \mathfrak{h})}{a_2}$, $\frac{(\mathfrak{a}_3 \mathfrak{h})}{a_3}$, sodaß die Gleichungen 9) erfüllt sind.

4. Die scheinbare Spiegelung an den Netzebenen des Raumgitters. Eine sehr einfache und wichtige Deutung der Grundformeln wird durch die Gleichung 10) nahegelegt. Nach ihr liegen die drei Vektoren $\mathfrak{s}$, $\mathfrak{h}$, $\mathfrak{s}_0$ in einer Ebene; und da $\mathfrak{s}$ und $\mathfrak{s}_0$ nach Definition die gleiche Länge 1 haben, liegt der gebeugte Strahl $\mathfrak{s}$ so, als wäre er durch Spiegelung des einfallen-

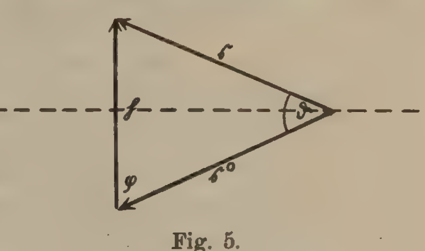


Fig. 5.

[1]) P. P. Ewald, Phys. Zeitsch., Bd. 14, 1913, S. 465.

den Strahles $\mathfrak{s}_0$ an der zu $\mathfrak{h}$ senkrechten Ebene entstanden (Fig. 5). Wichtig ist, daß diese Ebene eine Netzebene des Raumgitters ist. Beweis: Nach 9) ist die Komponente von $\mathfrak{a}_1$ nach der Richtung von $\mathfrak{h}$

$$\mathfrak{a}_{1\mathfrak{h}} = \frac{(\mathfrak{a}_1 \mathfrak{h})}{|\mathfrak{h}|} = \frac{h_1 \lambda}{|\mathfrak{h}|} \tag{14}$$

($|\mathfrak{h}|$ ist die Länge des Vektors $\mathfrak{h}$). Denkt man sich $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ und $\mathfrak{h}$ von einem gemeinsamen Ausgangspunkt O aus gezogen und projiziert man die drei ersteren Vektoren senkrecht auf $\mathfrak{h}$, so findet man nach 14) auf der Geraden von $\mathfrak{h}$ die Strecken

$$OA_1 = \frac{h_1 \lambda}{|\mathfrak{h}|},\quad OA_2 = \frac{h_2 \lambda}{|\mathfrak{h}|},\quad OA_3 = \frac{h_3 \lambda}{|\mathfrak{h}|}$$

Nun verschieben wir die drei projizierenden Geraden sich selbst parallel, bis sie alle durch denselben Punkt H auf der Geraden von $\mathfrak{h}$ gehen. Sie liegen dann alle in der gleichen, zu $\mathfrak{h}$ senkrechten Ebene und schneiden die Geraden von $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$, $\mathfrak{a}_3$ in den Abständen

$$\frac{OH}{OA_1} a_1 = \frac{OH|\mathfrak{h}|}{\lambda} \cdot \frac{a_1}{h_1},\quad \frac{OH}{OA_2} a_2 = \frac{OH|\mathfrak{h}|}{\lambda} \cdot \frac{a_2}{h_2},\quad \frac{OH}{OA_3} a_3 = \frac{OH|\mathfrak{h}|}{\lambda} \cdot \frac{a_3}{h_3}$$

von O. Da sich somit die Achsenabschnitte einer zu $\mathfrak{h}$ senkrechten Ebene verhalten wie $\frac{a_1}{h_1} : \frac{a_2}{h_2} : \frac{a_3}{h_3}$, so sind gemäß der kristallographischen Definition der Flächenindices deren Indices die kleinsten ganzen Zahlen η_1, η_2, η_3, die im Verhältnis von $h_1 : h_2 : h_3$ zueinander stehen. Also: *Der durch die Ordnungszahlen h_1, h_2, h_3 bestimmte abgebeugte Strahl ist so gerichtet, als wäre er an der Netzebene gespiegelt, deren Indices η_1, η_2, η_3 sich wie $h_1 : h_2 : h_3$ verhalten*[1].

Außer dieser Richtungsbestimmung enthalten aber die Grundgleichungen noch eine Aussage über die Wellenlänge λ. Nach Figur 2 ist zunächst, da $|\mathfrak{s}| = |\mathfrak{s}_0| = 1$, wenn wir unter φ den „Einfallswinkel" (zwischen $\mathfrak{s}_0$ und $-\mathfrak{h}$) verstehen

$$|\mathfrak{h}| = 2 \cos \varphi \tag{15}$$

Ferner ist nach 9), da $(\mathfrak{a}_1 \mathfrak{h}) = |\mathfrak{h}| \mathfrak{a}_{1\mathfrak{h}}$ usw. ist,

$$\lambda = |\mathfrak{h}| \frac{\mathfrak{a}_{1\mathfrak{h}}}{h_1} = |\mathfrak{h}| \frac{\mathfrak{a}_{1\mathfrak{h}}}{n\eta_1} = |\mathfrak{h}| \frac{\mathfrak{a}_{2\mathfrak{h}}}{n\eta_2} = |\mathfrak{h}| \frac{\mathfrak{a}_{3\mathfrak{h}}}{n\eta_3} \tag{16}$$

wo n wie in Nr. 2 den größten gemeinsamen Faktor von h_1, h_2, h_3 bezeichnet. Nun ist aber

$$\frac{\mathfrak{a}_{1\mathfrak{h}}}{\eta_1} = \frac{\mathfrak{a}_{2\mathfrak{h}}}{\eta_2} = \frac{\mathfrak{a}_{3\mathfrak{h}}}{\eta_3}$$

---

[1]) Bei hexagonalen Kristallen gibt man bekanntlich jeder Netzebene vier Indices η_1, η_2, η_3, η_c, von denen sich die drei ersteren, deren Summe Null ist, auf die drei Nebenachsen, der vierte aber auf die Hauptachse beziehen. Ganz entsprechend hat dann ein Interferenzpunkt vier Ordnungszahlen h_1, h_2, h_3, h_c, welche sich wie die Indices η verhalten, und es ist $h_1 + h_2 + h_3 = 0$.

der senkrechte Abstand d zweier im Raumgitter benachbarter Netzebenen mit den Indices η_1, η_2, η_3. Beweis: Beim Übergang vom System der Vektoren $\mathfrak{a}$ zu dem der $\mathfrak{a}'$ nach 11) bleibt der Wert von λ und nach Nr. 2 auch der von n unverändert. Nach 16) ist somit

$$\frac{\mathfrak{a}_1'\mathfrak{h}}{\eta_1'} = \frac{n\lambda}{|\mathfrak{h}|} = \frac{\mathfrak{a}_1\mathfrak{h}}{\eta_1} \tag{17}$$

Legen wir nun die Vektoren $\mathfrak{a}_2'$ und $\mathfrak{a}_3'$ in die Ebene (η_1, η_2, η_3), so werden deren Indices im System der $\mathfrak{a}'$

$$\eta_1' = 1, \; \eta_2' = \eta_3' = 0 \tag{18}$$

Der Vektor $\mathfrak{a}_1'$ aber weist dann von einem Gitterelement in der einen derartigen Netz-Ebene zu einem in der nächstbenachbarten. Da $\mathfrak{h}$ aber senkrecht auf diesen Ebenen steht, so ist deren Abstand

$$d = \mathfrak{a}_1'\mathfrak{h};$$

und nach 17) und 18) folgt daraus

$$d = \frac{\mathfrak{a}_1\mathfrak{h}}{\eta_1} = \frac{\mathfrak{a}_2\mathfrak{h}}{\eta_2} = \frac{\mathfrak{a}_3\mathfrak{h}}{\eta_3} \tag{19}$$

Also folgt aus 15) und 16) die wichtige Formel:

$$n\lambda = 2d \cos \varphi \tag{20}$$

Sie entspricht ganz der Bedingung dafür, daß bei der Spiegelung von Licht an einer planparallelen Platte von der Dicke d ein Interferenzmaximum auftritt [1]). Ihr Inhalt ist, daß, wenn unter dem Winkel φ einfallende Strahlung von der Wellenlänge λ ein Interferenzmaximum ergibt, die von zwei benachbarten, parallelen Netzebenen herrührenden Wellen mit ganzen Wellenlängen Gangunterschied interferieren. Sie zeigt zugleich, daß am Orte, an welchem die Wellenlänge λ ein Maximum ergibt, auch Maxima für die Wellenlängen $\frac{\lambda}{2}, \frac{\lambda}{3} \dots$ möglich sind. Die Ordnung n des betreffenden Interferenzmaximums ist der größte gemeinsame Faktor der Ordnungszahlen h_1, h_2, h_3.

Für die Zwecke von Nr. 10. führen wir schließlich noch als Folgerung aus 17) und 19) die Gleichung

$$|\mathfrak{h}| = \frac{n\lambda}{d} \tag{21}$$

an. Daß die Lage der Interferenzpunkte dem Spiegelungsgesetz gehorcht, haben zuerst die Herren Bragg bei regulären Kristallen am vierzählig symmetrischen Photogramm nachgewiesen. Ihnen verdanken wir auch die Gleichung 20), sowie die schönsten Bestätigungen beider

[1]) Beim Licht lautet diese Bedingung freilich $(n + \frac{1}{2})\lambda = 2d \cos \varphi$, weil sich die Spiegelungen an den beiden Grenzflächen dadurch unterscheiden, daß bei der einen ein Phasensprung π eintritt. Hier hingegen fällt dieser Unterschied fort.

Gesetze durch den Versuch; wir wollen sogleich hinzufügen, daß diese Versuche mit noch größerer Genauigkeit von Moseley und Darwin wiederholt worden sind.[1])

5. Die selektive Spiegelung an Kristallen. Die bisher besprochene Theorie setzt in der einfallenden Strahlung stets eine einzige Wellenlänge voraus. Die Röntgenröhre liefert statt dessen Strahlung von einem breiten kontinuierlichen Spektrum, dem jedoch, wie man schon länger weiß, meist noch einfarbige, für das Material der Antikathode charakteristische Fluoreszenzstrahlungen beigemischt sind.[2]) Nur von diesen spektral homogenen Bestandteilen soll in dieser Nummer die Rede sein, so daß wir in Formel 20) die Wellenlänge als gegeben zu betrachten haben. Diese Gleichung sagt dann aus, daß Spiegelung mit merklicher Intensität nur bei ganzen bestimmten Einfallswinkeln stattfindet, deren Kosinus im Verhältnis der ganzen Zahlen 1, 2, 3 usw. stehen. Dies haben nun die Versuche von Bragg sowie Moseley und Darwin an einer großen Reihe von Kristallen, Steinsalz, Zinkblende, Gips, Ferrocyankalium und anderen dargetan. In Fig. 6 zeigen beide Kurven die Intensität der gespiegelten Röntgenstrahlung in Abhängigkeit vom Einfallswinkel φ. Der Kristall ist bei beiden Kurven Steinsalz, doch gibt Kurve I die Spiegelung an einer Würfelfläche (100), Kurve II die an einer Oktaederfläche (111) an. In beiden Fällen überlagern sich über die im allgemeinen mit abnehmendem Einfallswinkel abklingenden Kurve Gruppen von je drei scharfen Maxima; sie liegen bei denjenigen Einfallswinkeln φ, bei welchen für die Wellenlänge einer charakteristischen Fluoreszenzstrahlung Gleichung 20) erfüllt ist. Da die $\cos\varphi$ sich für die mit dem gleichen Buchstaben A, B oder C bezeichneten Maxima wie 1 : 2 : 3 verhalten, so gehören sie der gleichen Strahlung an und geben für diese die Interferenzmaxima verschiedener Ordnung; die Ordnungszahl ist als Index dem A usw. bei-

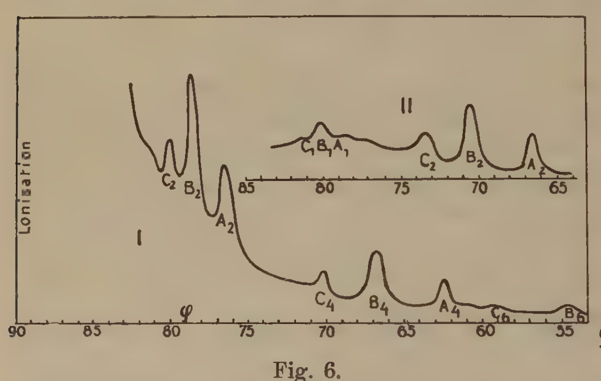


Fig. 6.

[1]) W. L. Bragg, Proc. Soc. Cambridge Phil. Soc., Bd. 17, 1913, S. 43. W. H. und W. L. Bragg, Proc. Royal. Soc., 1913, S. 88 und 428. H. G. I. Moseley und C. G. Darwin, Phil. Mag., Bd. 26, 1913, S. 210.

[2]) Siehe z. B. C. B. Barkla, Phil. Mag., Bd. 23, 1911, S. 396 oder R. Pohl, Die Physik der Röntgenstrahlen.

gefügt. Weshalb in Kurve I die Maxima erster und dritter Ordnung fehlen, werden wir in Nr. 14. besprechen. Eine besonders scharfe Prüfung der Theorie liegt im Vergleich beider Kurven. Die Maxima A_2 liegen bei ihnen bei verschiedenen Einfallswinkeln; die beiden $\cos\varphi$ verhalten sich wie $\sqrt{3}:1$; dasselbe gilt für die Maxima B_2 und C_2. Da der Abstand zweier Netzebenen (100) aber gleich der Würfelkante a des regulären Raumgitters, der Abstand zweier Flächen (111) aber $a:\sqrt{3}$ ist, so ergibt sich für entsprechende Maxima in beiden Kurven nach Formel 20) der gleiche Wert von λ. Die Genauigkeit der Versuche mag man daraus entnehmen, daß Moseley und Darwin die Einfallswinkel bis auf eine Minute bestimmen konnten, und daß sich nach ihren Angaben zweifellos noch genauere Messungen erreichen lassen.

Die völlige Analogie zur Optik, welche unsere Theorie kennzeichnet, findet sich auch bei gewissen Absorptionsmessungen. Es ist für die Intensität des gespiegelten Strahles dasselbe, wenn wir einen absorbierenden Körper (Aluminium) einmal dem einfallenden, das andere Mal dem gespiegelten Strahl in den Weg stellen.

Die Herren Bragg haben durch Aufnahme derartiger Spiegelungskurven bei einer ganzen Reihe von Elementen die charakteristische Röntgenstrahlung aufgesucht und mit der Gitterkonstanten des Steinsalzes verglichen. Da sie diese in absolutem Maße bestimmen konnten (vgl. Nr. 14.), so konnten sie damit die Wellenlängen absolut messen. Die drei besprochenen Linien des Platinsspektrums haben z. B. die Wellenlängen (A) $1{,}3 \cdot 10^{-8}$, (B) $1{,}1 \cdot 10^{-8}$, (C) $9{,}5 \cdot 10^{-9}$ cm, sowohl (B) als (C) hat sich in neueren Untersuchungen in zwei benachbarten Linien auflösen lassen. Nickel hat zwei Linien $\lambda = 1{,}66 \cdot 10^{-8}$ und $1{,}50 \cdot 10^{-8}$; Wolfram $1{,}25 \cdot 10^{-8}$; Rhodium hat eine sehr starke Linie $\lambda = 6{,}07 \cdot 10^{-9}$; daneben eine viel schwächere $\lambda = 5{,}33 \cdot 10^{-9}$ cm. Moseley[1]) hat alle die Elemente untersucht, welche im periodischen System zwischen Calcium und Zink stehen. Er findet bei ihnen durchweg Wellenlängen von der Größenordnung 10^{-8}; jedes Element hat zwei Linien, deren Wellenlängenverhältnis sich mit steigendem Atomgewicht nur langsam von 1,089 (bei Calcium) bis 1,106 (bei Zink) vergrößert.

6. Die allgemeine Spiegelung. Wie an Fig. 6 zu sehen, findet neben der besprochenen selektiven Spiegelung auch eine allgemeine Spiegelung bei allen Einfallswinkeln innerhalb eines gewissen Bereiches statt. Fig. 7, die mit einer Platinantikathode an Ferrocyankalium aufgenommen ist, zeigt für die letztere die Abhängigkeit der gespiegelten Intensität von dem Einfallswinkel. Die scharfen Maxima, welche der selektiven Spiegelung entsprechen, sind fortgelassen; nur ihre Stellen sind mit den Buchstaben A, B, C, welche dieselbe Be-

[1]) H. G. I. Moseley, Phil. Mag., Bd. 26, 1913, 1024.

deutung wie in Fig. 6 haben, an gegeben. Auf Grund der Formel 20) müssen wir diese allgemeine Spiegelung auf das kontinuierliche Spektrum der einfallenden Röntgenstrahlen zurückführen und können im Anschluß an Moseley und Darwin die folgenden Schlüsse über sie ziehen.

Aus der Gesamtheit der vorhandenen Wellenlängen werden bei gegebenen φ diejenigen ausgesondert, welche der Formel 20) genügen. Beginnen wir bei streifendem Einfall $\left(\varphi = \frac{\pi}{2}\right)$, so erfüllt keine endliche Wellenlänge diese Bedingung, es tritt somit kein gespiegelter Strahl auf. Lassen wir den Einfallswinkel abnehmen und damit seinen Kosinus wachsen, so kommen wir allmählich in einen Bereich, in welchem die kürzesten vorhandenen Wellenlängen mit $n = 1$ dieser Gleichung genügen, also Interferenzen erster Ordnung ergeben. Die zugehörige Intensität in der einfallenden Strahlung wird dabei zunächst gering sein, aber allmählich wachsen, bis ein Maximum erreicht wird, das wenigstens ungefähr dem Intensitätsmaximum im Spektrum der einfallenden Strahlung entspricht. Darüber hinaus setzt ein Abfall der Kurve ein. Doch nun tritt bald die Komplikation ein, daß bei weiterem Anwachsen von φ auch Interferenzen zweiter Ordnung auftreten, so daß wir jetzt bei gleichem φ zwei Wellenlängen in der gespiegelten Strahlung haben. Später tritt sogar noch eine dritte, vierte usw. Ordnung auf. Könnte man die Interferenzen einer bestimmten Ordnung aussondern, so würden sie eine Spiegelungskurve ergeben, welche der beschriebenen ähnlich verläuft, nur, in der Skala der $\cos\varphi$ gemessen, einen n-mal größeren Bereich einnimmt. Tatsächlich überlagern sich alle derartigen Kurven und es ergibt sich im allgemeinen eine Spiegelungskurve, welche mehrere Maxima hat. In Fig. 7 z. B. sieht man noch ein zweites Maximum, welches, wie aus seiner Lage gegen das erste nach 20) hervorgeht, den Interferenzen dritter Ordnung entspricht; die Interferenzen zweiter Ordnung haben relativ geringe Intensität und machen sich infolgedessen nur durch die Biegung der Kurve in der Nähe von $\varphi = 87^0$

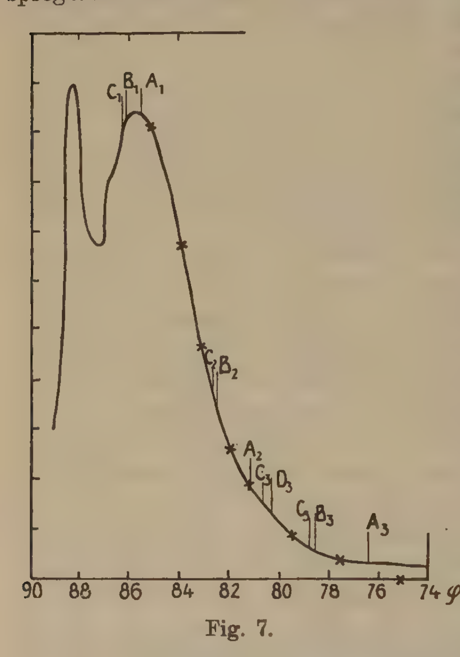


Fig. 7.

bemerkbar. Da dies Maximum ungefähr bei demselben Einfallswinkel wie das Maximum B_1 liegt, hat das Intensitätsmaximum im kontinuierlichen Teil des Röntgenstrahlspektrums in dem hier dargestellten Falle eine dreimal kleinere Wellenlänge als B, also ungefähr $3{,}6 \cdot 10^{-9}$ cm, was vortrefflich mit den in der Einleitung erwähnten Schätzungen übereinstimmt. Doch kann man im Gegensatz zur Fluoreszenzstrahlung die Wellenlängen des spektral kontinuierlichen Anteils verändern, indem man die Härte der Röntgenröhre verändert. Man erkennt dies an einer Verschiebung der gesamten Spiegelungskurve nach den größeren Einfallswinkeln, also kleineren Wellenlängen, wenn die Röhre härter, im umgekehrten Sinne, wenn sie weicher wird. Die Härte der Röntgenstrahlen, d. h. ihr Durchdringungsvermögen, wächst demnach mit abnehmender Wellenlänge.

Bei den in 5. und hier besprochenen Versuchen ähnelt die Spiegelung der Röntgenstrahlen der des Lichtes, weil aus experimentellen Gründen eine der natürlichen Grenzflächen des Kristalles als Spiegelungsfläche benutzt war. Doch ist diese Ähnlichkeit eine rein äußerliche. Die Spiegelung des Lichtes ist ein O b e r f l ä c h e n e f f e k t, sie ist, wenn sie regelmäßig auftreten soll, an die Bedingung der Glattheit der Oberfläche gebunden, und findet sich bei Kristallen nicht nur an natürlichen Grenzflächen (welche stets Netzebenen des Raumgitters sind), sondern auch an beliebigen angeschliffenen Flächen.

Für die Spiegelung von Röntgenstrahlen hingegen ist es ganz gleichgültig, ob die Spiegelungsfläche als Grenzfläche auftritt oder nicht. Einem Kristall künstlich angeschliffene Flächen, welche nicht Netzebenen sind, spiegeln ebensowenig wie die Begrenzungen amorpher Körper, z. B. Glas. Und schließlich ist es für die Spiegelung an einer natürlichen Grenzfläche völlig gleichgültig, ob man sie glatt läßt oder künstlich aufrauht. Die Spiegelung der Röntgenstrahlen ist eben, wie aus allen unseren Ausführungen hervorgeht, ein V o l u m e n e f f e k t. Im Einklang damit steht, daß bei den erwähnten Spiegelungsversuchen mit inhomogener Strahlung außer dem an der Grenzfläche gespiegelten Strahl auch andere, an anderen Netzebenen reflektierte auftreten.

Wir können jetzt, auf eine Bemerkung in Nr. 2. zurückgreifend, sagen: Durchstrahlen wir einen Kristall mit Röntgenstrahlen einer bestimmten Wellenlänge, so müssen wir, um überhaupt ein Interferenzmaximum zu erhalten, in ganz bestimmten Richtungen durchstrahlen, da im allgemeinen für keine Netzebene die Gleichung 20) erfüllt ist. Hat die einfallende Strahlung hingegen ein kontinuierliches Spektrum, so wird sich je nach den Umständen mehr oder minder häufig eine Netzebene finden, für welche Gleichung 20) mit einer oder mehreren der verfügbaren Wellenlängen erfüllt ist; in allen diesen Fällen kommt dann ein Interferenzpunkt zustande. Auf diese Art entstehen die

Interferenzerscheinungen bei den Versuchen von Friedrich und Knipping, bei welchen stets eine recht erhebliche Anzahl von Punkten gleichzeitig auftritt. Daß alle diese in ihrer Richtung dem Spiegelungsgesetz gehorchen, kann man nach Terada[1]) leicht zeigen, wenn man sie auf einem Fluoreszenzschirm sichtbar macht; bei einer Drehung des Kristalles wandern sie so, wie es dies Gesetz vorschreibt,

Daß ein Interferenzpunkt im allgemeinen neben der Grundwellenlänge λ auch noch die zugehörigen „harmonischen Obertöne" $\frac{\lambda}{2}, \frac{\lambda}{3} \ldots$ enthält, haben Wagner und Glocker kürzlich gezeigt.[2]) Sie durchstrahlten Steinsalz und ließen eines der Interferenzmaxima auf einen zweiten Steinsalzkristall in solcher Richtung fallen, daß die verschiedenen Wellenlängen an verschiedenen Netzebenen Interferenzmaxima erster Ordnung bilden konnten. Sie erhielten dann eine Interferenzfigur, in welcher nur solche Punkte auftraten, deren Grundwellenlängen λ oder $\frac{\lambda}{2}$ oder $\frac{\lambda}{3} \ldots$ waren. Andere Punkte, welche mit einer unmittelbar von der Röhre kommenden Strahlung unter den gleichen Umständen leicht zu erhalten waren, aber andere Grundwellenlängen enthielten, fanden sich nicht, — ein Beweis, daß in dem untersuchten Maximum mehrere zueinander harmonische Wellenlängen und nur solche auftreten.

II. Die Intensität der Interferenzpunkte.

7. *Die Abhängigkeit der Intensität von der Zahl der bestrahlten Atome.* Der Maximalwert der Funktion $\frac{\sin^2 M_1 A_1}{\sin^2 \frac{1}{2} A_1}$ ist $4M_1^2$, die Maxima der Intensität sind somit nach 7) proportional zum Quadrat der Zahl $8M_1M_2M_3$ aller bestrahlten Gitterelemente. Fragen wir aber nach der Intensität eines Interferenzpunktes, so ist zu bedenken, daß wegen der zwar geringen, aber endlichen Breite der Maxima der Funktion 7) bei Anwendung inhomogener Strahlung nicht nur die nach 20) berechnete Wellenlänge, sondern auch gewisse, ihr benachbarte in ihm auftreten, daß ferner die einfallende Strahlung nicht nur aus der einen Richtung $\mathfrak{s}_0$, sondern stets aus einem gewissen körperlichen Winkel kommt. Beide Umstände machen noch Integrationen nach der Wellenlänge und der Richtung notwendig, deren Ergebnis lautet: Die Intensität des Interferenzpunktes h_1, h_2, h_3 ist

$$\frac{32\pi}{P} M_1M_2M_3 \frac{d^2}{n^2} |\psi|^2 \qquad 21a)$$

---

[1]) T. Terada, Tokyo. Math.-phys. Soc., Bd. 7, 1913, S. 60.

[2]) E. Wagner, Phys. Zeitschr., Bd. 14, 1913, S. 1232.

wo P das Volumen des Elementarparallelepipedes bedeutet. Da der Abstand d zweier Netzebenen $(\eta_1\eta_2\eta_3)$ zu ihrer Belegungsdichte mit Atomen proportional ist, ergibt sich der Satz: Das Reflexionsvermögen der Ebene $(\eta_1\eta_2\eta_3)$ ist zum Quadrat der Belegungsdichte proportional. Es sind somit die am dichtest belegten Ebenen und innerhalb eines Interferenzpunktes die längsten der in ihm möglichen Wellen im Vorteil.

In den folgenden Eröterungen wollen wir statt an 21a) an den einfacheren Ausdruck 7) anknüpfen. Die hier besprochenen Integrationen hätten stets nur die Folge, daß die angegebenen Intensitäten mit 21a) zu multiplizieren und durch die drei Sinusquotienten in 7) zu dividieren wären.

Es sei betont, daß wir in unseren Formeln von jeder Absorption der Strahlung abgesehen haben; tatsächlich würde diese Betrachtung in manchen Fällen stark durch sie beeinträchtigt werden.

8. Die Frage nach der Funktion ψ. Die Intensität der Interferenzpunkte hängt nach Gleichung 7) daneben von dem Faktor $|\psi|^2$ ab, welcher Funktion von $\lambda, \alpha_0, \beta_0 \gamma_0, \alpha, \beta$ und γ ist und durch die Interferenztheorie nicht bestimmt werden kann; denn er gibt an, wie das einzelne Gitterelement auf die einfallende Welle anspricht. Um etwas Theoretisches über ihn auszusagen, müßte man den Bau der Atome kennen. Da dieser noch in tiefes Dunkel gehüllt ist, so scheint uns in diesem Punkte vorläufig noch für mancherlei Ansichten Platz zu sein.

Schon beim optischen Gitter haben wir eine völlig analoge Schwierigkeit. Die Orte der Gitterspektren sind einfach und sicher aus der Gitterkonstanten zu berechnen. Dennoch sind Gitter von der gleichen Konstanten in ihrem Verhalten noch recht verschieden, wenn sie sich in der Form der Gitterstriche, also in der Funktion ψ, unterscheiden.

Der Verfasser dieses Berichtes hat anfangs versucht, dieser Funktion im Hinblick auf die charakteristische Strahlung der Elemente stark selektive Eigenschaften zuzuschreiben, in dem Sinn, daß das Atom nur auf eine oder auf einige Wellenlängen anspricht. Diese Ansicht wird jedoch durch die Tatsache der allgemeinen Spiegelung (vergl. Nr. 6.) widerlegt. Näher der Wahrheit scheint schon die Annahme von EWALD zu kommen[1]), daß ψ für alle Röntgenstrahlwellenlängen den gleichen Wert hat; wenngleich die von EWALD hieraus und aus einer bestimmten Voraussetzung über das Spektrum der Röntgenstrahlen (die übrigens inzwischen durch die Forschungen von BRAGG und MOSELEY widerlegt ist) gezogene Folgerung, daß das Reflexionsvermögen einer Netzebene zu ihrer Dichtebelegung mit

---

[1]) Über die Durchführung dieser Rechnung vgl. den Bericht desselben Verfassers in der Festschrift zur Einweihung des Universitätsgebäudes in Zürich (April 1914).

Atomen proportional ist, empirisch nicht zutrifft. Aus der Erfahrung Schlüsse auf diese Funktion zu ziehen, ist deshalb schwierig, weil die Intensitätsverteilung zwischen den Interferenzpunkten gar nicht allein durch den Kristall, sondern auch durch das Spektrum der einfallenden Strahlung bedingt ist. Aus diesem Grunde ist die Frage nach der Funktion ψ zurzeit noch wenig geklärt, doch scheint namentlich nach den Forschungen von Bragg (vgl. Nr. 14) festzustehen, daß sie, sowohl als Funktion der Wellenlänge wie als Funktion der Richtungen betrachtet, einen ziemlich flauen Verlauf ohne scharfe Maxima hat. Wir müssen uns darauf beschränken, unter Zurücksetzung dieser Frage im folgenden zwei Erweiterungen der Theorie zu geben, welche auf die Intensitätsverteilung ein Licht werfen.

9. Der Temperatureinfluß. Die Theorie, wie wir sie bisher entwickelt haben, denkt die Atome fest an ihre Orte im Raumgitter gebunden. Das trifft aber nur beim absoluten Nullpunkt der Temperatur zu (an die „Nullpunktsenergie" der Atome, von der in der neueren Literatur vielfach die Rede ist, vermag der Verfasser noch nicht zu glauben). Bei jeder anderen Temperatur bewirkt die Wärmebewegung, daß sie sich nicht wirklich in den durch das Raumgitter bestimmten Punkten aufhalten, sondern um diese als Ruhelage herumschwingen. In jedem bestimmten Augenblick hat somit ein Atom eine Abweichung aus der Ruhelage, deren Komponenten nach den Koordinatenachsen ξ, η, ζ sind. Die Vervollständigung der Theorie durch Berücksichtigung der Wärmebewegung verdanken wir Herrn Debye.[1]) Freilich hat diese Vervollständigung wohl nicht die, man möchte sagen, mathematische Genauigkeit der bisherigen Entwicklungen. Die statistische Theorie der Materie, welche dabei benutzt werden muß, steht gegenwärtig in einer ungeheuren Krise, deren Ende noch nicht abzusehen ist. Wir halten uns im folgenden an die alte Boltzmann-Gibbs'sche Statistik, welche bei höheren Temperaturen jedenfalls im wesentlichen richtig ist. Sodann aber ist die Art, wie die Atome im Kristall an ihre Ruhelage gebunden sind, nicht so leicht anzugeben. Streng genommen bewirkt die Gesamtheit der Nachbaratome diese Bindung; Kräfte zwischen der Ruhelage und dem Atom kann es nicht geben, weil in der Ruhelage nichts ist, wovon diese ausgeübt werden könnten. Wenn wir dennoch im folgenden einfach eine Kraft $f\sqrt{\xi^2+\eta^2+\zeta^2}$ ansetzen, welche das Atom in die Ruhelage zurücktreibt, so können wir uns darauf berufen, daß dies Verfahren schon sonst in statistischen Problemen zu erfahrungsgemäß zutreffenden Folgerungen geführt hat. Der Proportionalitätsfaktor f muß dann so gewählt werden, daß die aus ihm berechnete Eigen-

[1]) P. Debye, Verh. d. Deutsch. Ges., Bd. 15, 1913, S. 678 und 738; Ann. d. Phys., Bd. 43, 1914, S. 49 (die zweite Arbeit ist im Text noch nicht berücksichtigt).

frequenz mit der optischen Eigenfrequenz im Ultraroten (im Gebiete der Rubens'schen Reststrahlen) übereinstimmt.

Debye überlegt nun folgendermaßen: Die Geschwindigkeit der Wärmebewegung ist gegen die Lichtgeschwindigkeit so gering, daß es erlaubt sein wird, ihren Einfluß zu vernachlässigen. Zu berücksichtigen bleibt dann nur der Einfluß dieser Bewegung auf die Lage der Atome. Durch eine einfache Erweiterung der Betrachtungen in 1. läßt sich nun die Intensität I für beliebige Verrückungen der Atome als Funktion der ξ, η, ζ berechnen. Mit deren Veränderung wird im Laufe der Zeit auch die Intensität variieren und zwar so schnell, daß immer nur statt der momentanen Werte I deren zeitlicher Mittelwert $\overline{I}$ zur Beobachtung kommt. Dieser Mittelwert fällt mit der sogenannten „mathematischen Hoffnung" für I zusammen; man berechnet ihn, indem man I mit der Wahrscheinlichkeit w des zugehörigen Systemes der Verrückungen ξ, η, ζ multipliziert und dann über alle möglichen Werte der ξ, η, ζ integriert. Für w liefert die Boltzmann-Gibbs'sche Statistik, da nach dem angenommenen Kraftgesetz $\frac{f}{2}(\xi^2+\eta^2+\zeta^2)$ die potentielle Energie eines Atoms ist

$$w = \left(\frac{f}{2\pi\varkappa T}\right)^{12 M_1 M_2 M_3} e^{-\frac{f}{2kT}\Sigma(\xi^2+\eta^2+\zeta^2)}$$

wobei die Summation für alle $8M_1M_2M_3$ bestrahlten Atome auszuführen ist. T ist dabei die absolute Temperatur, $k = 1{,}34 \cdot 10^{-16}$ [$\mathrm{gr \cdot cm^2\, sec^{-2}\, grad^{-1}}$] die Konstante des Boltzmann'schen Prinzipes (Entropie = k log (Wahrscheinlichkeit)). Die rechnerische Durchführung dieses Gedankens liefert:

$$\left.\begin{aligned} \overline{I} = |\psi|^2 \Bigg[8 M_1 M_2 M_3 \left(1 - e^{-\frac{4\pi^2 kT}{f\lambda^2}(\mathfrak{s}-\mathfrak{s}_0)^2}\right) + \\ + e^{-\frac{4\pi^2 kT}{f\lambda^2}(\mathfrak{s}-\mathfrak{s}_0)^2} \frac{\sin^2 M_1 A_1}{\sin^2 \frac{1}{2}A_1} \cdot \frac{\sin^2 M_2 A_2}{\sin^2 \frac{1}{2}A_2} \cdot \frac{\sin^2 M_3 A_3}{\sin^2 \frac{1}{2}A_3} \Bigg] \end{aligned}\right\} \quad 22)$$

10. Diskussion von Gleichung 22). Der erste Summand in Gleichung 22) ist proportional zur Zahl $8 M_1 M_2 M_3$ der bestrahlten Atome; er ist Null in der Richtung des einfallenden Strahles ($\mathfrak{s} = \mathfrak{s}_0$), wächst da nach Figur 5

$$(\mathfrak{s} - \mathfrak{s}^0)^2 = \mathfrak{s}^2 + \mathfrak{s}^{02} - 2(\mathfrak{s}\mathfrak{s}^0) = 2(1 - \cos\vartheta) \qquad 23)$$

ist, zugleich mit dem Winkel ϑ zwischen $\mathfrak{s}$ und $\mathfrak{s}_0$, bis er für $\vartheta = \pi$ den Wert $8 M_1 M_2 M_3 \left(1 - e^{-\frac{4\pi^2 kT}{\lambda^2}}\right)$ erreicht, ohne irgendwo ein Maximum zu haben. Er gibt offenbar die infolge der Ungeordnetheit der Wärmebewegung ohne regelmäßige Interferenz nach allen Seiten zerstreute Strahlung an.

Der für die Interferenzerscheinung kennzeichnende Summand ist der zweite; er enthält den früher für die Intensität gefundenen Ausdruck 7) als Faktor. Seine scharfen Maxima liegen an den durch die Gleichungen 8) angegebenen Stellen. Es ergibt sich somit die wichtige Folgerung: Die Wärmebewegung beeinflußt nicht Lage und Schärfe der Interferenzpunkte, sondern setzt nur deren Intensität herab (I). Wie sie die Intensität beeinflußt, darüber lehrt der Ausdruck 22) im Vergleich mit 23): Die Intensität wird infolge der Wärmebewegung um so stärker herabgesetzt, je größer der Winkel ϑ zwischen dem einfallenden und dem abgebeugten Strahl ist (II). Da ferner am Orte eines Interferenzpunktes nach 10) $\mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0 = \mathfrak{h}$ und nach 21) $|\mathfrak{h}| = \frac{n\lambda}{d}$ ist, wo d den Abstand benachbarter Netzebenen (η_1, η_2, η_3) bedeutet, so wird die relative Intensität des Interferenzpunktes h_1, h_2, h_3 nach 22)

$$e^{-\frac{4\pi^2 kT}{f}\frac{n^2}{d^2}} \tag{24}$$

Ist d und die dazu proportionale Belegungsdichte der Netzebene (η_1, η_2, η_3) (an welcher nach 4. der betreffende Interferenzpunkt gespiegelt ist) klein, so ist der Exponent groß und die e-Funktion infolgedessen klein. Die Wärmebewegung unterdrückt somit das Reflexionsvermögen der weniger dicht belegten Netzebenen (III). In einem und demselben Interferenzpunkt wird die Grundwellenlänge, für welche er ein Maximum der ersten Ordnung ist $(n = 1)$, stärker vertreten sein, als ihre harmonischen Obertöne; denn je höher die Ordnungszahl n, um so kleiner in 24) die e-Funktion. Durch die Wärmebewegung werden die kürzeren Wellenlängen bei der Interferenz benachteiligt. Für sie erfolgt nach 22) und 23) der Abfall der Intensität mit wachsendem ϑ schneller als für die längeren (IV). Es sei daran erinnert, daß nach 21a) schon bei ruhenden Atomen die weniger dicht belegten Netzebenen und die kürzeren Wellenlängen im Nachteil sind. Die Wärmebewegung kommt hier noch verstärkend hinzu.

11. Vergleich mit der Erfahrung. Der bloße Anblick der Interferenzfiguren (vgl. Fig. 1 u. 2) zeigt, daß sich die Sätze I und II von Nr. 10. glänzend bestätigen. Die Schärfe der Interferenzpunkte ist bei Untersuchungen bei Zimmertemperatur $(T = 300^0)$ so groß, wie man sie im Hinblick auf den Durchmesser des einfallenden Strahlenbündels und die Dicke des Kristalles nur irgend erwarten kann. Sie ändert sich nicht, wenn man, wie es De Broglie mit Turmalin getan hat[1]), den Kristall auf die Temperatur der flüssigen Luft $(T = 80^0)$ oder auf Rotglut

[1]) M. de Broglie, Le radium, Bd. 10, 1913, S. 186.

(T mindestens $= 900^0$) bringt. Auch die Lage der Interferenzpunkte bleibt bei diesem Versuche unverändert. Dagegen ist die Abnahme ihrer Intensität mit steigender Temperatur so erheblich, daß man z. B. bei Steinsalz von 320^0 C ($T = 600^0$) bei einer Exposition, welche bei Zimmertemperatur zur Photographie der Interferenzpunkte völlig ausreicht, keine Spur davon erhält. [1]) Der Abfall der Intensitäten mit wachsenden ϑ zeigt sich durchgängig. Bei der oben beschriebenen selektiven Spiegelung z. B. hört die Spiegelung der A-, B- und C-Strahlung auf, wenn der Einfallswinkel φ kleiner als 50^0, der Winkel ϑ zwischen dem einfallenden und dem gespiegelten Strahl mithin größer als 80^0 wird. Dasselbe zeigen die Interferenzfiguren bei der Durchstrahlung mit inhomogener Röntgenstrahlung; alle gebeugten Strahlen liegen — es gibt nur eine Ausnahme — bei Zimmertemperatur innerhalb eines Kegels von, sagen wir, 50^0 Achsenwinkel, dessen Achse der einfallende Strahl ist. Dagegen läßt sich der Abfall der Kurven der allgemeinen Spiegelung in Figur 6 und 7 nicht ohne weiteres zur Bestätigung heranziehen. Denn der Debye'sche Exponentialfaktor ist, wie am besten der Ausdruck zeigt, für alle an derselben Netzebene gespiegelten Interferenzpunkte gleicher Ordnungszahlen der gleiche, unabhängig vom Einfallswinkel. Angenommen also, es enthielte die einfallende Strahlung für alle Einfallswinkel die nach 20) passenden Wellenlängen mit der gleichen Intensität, so könnten diese Kurven nicht den Abfall zeigen; sicherlich spielt dabei die spektrale Verteilung der Energie in den Röntgenstrahlen, wahrscheinlich auch noch die Funktion ψ eine Rolle.

Die Ausnahme aber, auf welche wir anspielten, bestätigt die Regel erst besonders gut; sie findet sich beim Diamanten. Schon Friedrich und Knipping haben bei ihren ersten Versuchen bemerkt, daß bei ihm Interferenzpunkte auch auf einer Platte zu sehen sind, welche zwischen der Röntgenröhre und dem Kristall im Sinne der einfallenden Strahlen, also vor dem Kristall steht. Regelmäßigere Photogramme, als es die erwähnten waren, haben Herr Tank und der Verfasser bei Durchstrahlung des Diamants längs einer dreizähligen Achse erhalten. [2]) Hier sieht man, daß Interferenzpunkte auch unter stumpfen Winkeln, fast bis zu 180^0 gegen den einfallenden Strahl geneigt, vom Kristall ausgehen. Immerhin erscheint die Intensität der Punkte auf der Platte vor dem Kristall schwächer als auf der hinter dem Kristall.

Diese auffällige Ausnahmestellung des Diamanten paßt nun vortrefflich in die Debye'sche Theorie. Die Konstante f, welche mißt, wie fest ein Atom an seine Ruhelage gebunden ist, steht in engem Zusammenhange mit der Kompressibilität des Kristalles. Wir wissen

[1]) M. Laue und J. Steph. van der Lingen, Phys. Zeitschr., Bd. 15, 1914, S. 75.

[2]) M. Laue und F. Tank, Verhandl. d. Deutsch. Phys. Ges., Bd. 16, 1914 (im Erscheinen begriffen).

so, daß sie beim Diamanten besonders groß ist, daß somit nach 22) der Einfluß der Temperatur besonders klein ist. Dabei gibt freilich dieser Ausdruck den Temperatureinfluß immer noch zu groß an. Die Boltzmann-Gibbs'sche Statistik, aus welcher er abgeleitet ist, ergibt ja für die Atomwärme eines festen Körpers den Wert 6, welcher dem Dulong-Petit'schen Gesetz entspricht. Tatsächlich ist die Atomwärme des Diamanten schon bei Zimmertemperatur viel kleiner (1,35) und sinkt weiter rasch mit abnehmender Temperatur. Die Energie der Wärmebewegung und damit auch ihre Amplitude ist somit viel kleiner als die benutzte Statistik angibt. (Auf Einstein's geniale Deutung dieses Verhaltens nach der Quantentheorie sei nur nebenbei hingewiesen).[1]) So kann es uns nicht wundern, daß der Diamant bei Zimmertemperatur so gut wie keinen Temperatureinfluß zeigt; bei Abkühlung auf hinreichend niedere Temperaturen muß der Theorie nach jeder Kristall zu demselben Verhalten befähigt werden.

Auch für Satz III lassen sich Bestätigungen anführen. Die natürlichen Spaltflächen der Kristalle zeichnen sich durch besonders dichte Belegung aus; die Spiegelung an ihnen ist in der Tat vielfach besonders stark. Für Satz IV mag man als Bestätigung ansehen, daß es bisher nicht gelungen ist, Interferenzerscheinungen bei Kristallen mit Sicherheit für γ-Strahlen nachzuweisen, welche wir nach allem, was wir wissen, als eine kurzwellige Röntgenstrahlung anzusehen haben.[2]) Doch sei bemerkt, daß diese Versuche erheblich schwieriger sind als die bei Röntgenstrahlen, so daß darüber noch nicht das letzte Wort gesprochen ist.

12. Kompliziertere Strukturen. Wir haben bisher nur einfache Raumgitter betrachtet, wie sie bei holoedrischen Kristallen auftreten können. Aber schon bei diesen kann die Struktur verwickelter sein; bei einem regulären holoedrischen Kristall z. B. brauchen bekanntlich keineswegs nur die Ecken des Elementarenwürfels Atome zu tragen, sondern es können auch die Würfelmittelpunkte oder die der Würfelflächen mit Atomen gleicher oder anderer Art besetzt sein. Bei den hemiedrischen Kristallen kann die Struktur noch viel verwickelter werden; nach Schönflies kommen für die Struktur der Kristalle im ganzen 230 verschiedene regelmäßige Punktsysteme in Betracht. Wir wollen die Interferenztheorie daraufhin erweitern, wollen uns aber dabei wiederum die Atome ruhend denken, indem wir den Beweis übergehen,[3]) daß unser Ergebnis durch die Berücksichtigung der Wärmebewegung keine wesentliche Änderung erfährt.

Außer den Atomen, deren Orte durch die Gleichungen 1) bestimmt sind, treten dann andere auf, die in den Punkten

---

[1]) A. Einstein, Ann. d. Phys., Bd. 22, 1907, S. 180.

[2]) Norman Shaw. Phil. Mag., Bd. 26, 1913, 190.

[3]) M. Laue, Ann. d. Phys., Bd. 42, 1913, S. 1561.

$$\begin{aligned} x' &= (m_1 + \delta_1)\mathfrak{a}_{1x} + (m_2 + \delta_2)\mathfrak{a}_{2x} + (m_3 + \delta_3)\mathfrak{a}_{3x} \\ y' &= (m_1 + \delta_1)\mathfrak{a}_{1y} + (m_2 + \delta_2)\mathfrak{a}_{2y} + (m_3 + \delta_3)\mathfrak{a}_{3y} \\ z' &= (m_1 + \delta_1)\mathfrak{a}_{1z} + (m_2 + \delta_2)\mathfrak{a}_{2z} + (m_3 + \delta_3)\mathfrak{a}_{3z} \end{aligned} \qquad 25)$$

liegen und im allgemeinen durch eine andere Funktion ψ' gekennzeichnet sind. Die Zahlen δ_1, δ_2, δ_3 sind dabei echte Brüche, deren Werte für die Struktur charakteristisch sind. Wir können die Lage eines gestrichenen zu einem ungestrichenen Atom auch durch den Vektor

$$\mathfrak{r}' = \delta_1\mathfrak{a}_1 + \delta_2\mathfrak{a}_2 + \delta_3\mathfrak{a}_3 \qquad 26)$$

angeben. Treten mehrere derartige Atome auf, so haben wir jede Sorte durch einen Vektor $\mathfrak{r}'$, $\mathfrak{r}''$ . . . in seiner Lage zu bestimmen. In diesem Falle tritt, wie eine einfache Rechnung zeigt, an die Stelle der Formel 7) für die Intensität:

$$I = \left|\psi + \psi' e^{i\varrho'} + \psi'' e^{i\varrho''} + \ldots\right|^2 \frac{\sin^2 M_1 A_1}{\sin^2 \frac{1}{2}A_1} \cdot \frac{\sin^2 M_2 A_2}{\sin^2 \frac{1}{2}A_2} \cdot \frac{\sin^2 M_3 A_3}{\sin^2 \frac{1}{2}A_3} \qquad 27)$$

wobei

$$\varrho' = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{r}', \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0), \qquad \varrho'' = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{r}'', \mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0) \ldots \qquad 28)$$

gesetzt ist. (Die Striche | | bedeuten, daß von dem komplexen Ausdruck, den sie einschließen, der absolute Wert zu bilden ist.)

Man sieht, daß der einzige Unterschied gegen früher in der Ersetzung der für das Gitterelement charakteristischen Funktion $|\psi|^2$ durch die Klammer besteht. Wir können dies so ausdrücken, daß jetzt nicht mehr ein einzelnes Atom, sondern eine aus allen Atomen desselben Elementarparallelepipedes bestehende Gesamtheit als Gitterelement wirkt. Interferenzmaxima können nur dort auftreten, wo die drei Sinusquotienten in 27) Maxima besitzen, wo also die Gleichungen 8) oder 9) und 10) erfüllt sind. *Die Lage der Interferenzmaxima gehorcht auch bei den verwickelsten Strukturen denselben Gesetzen, wie beim einfachen Raumgitter.* Dagegen wird die Intensität der Interferenzpunkte durch die Klammer in 27), d. h. durch die Struktur im allgemeinen beeinflußt; nach den Grundgleichungen mögliche Interferenzpunkte können z. B. durch das Verschwinden der Klammer völlig aufgehoben werden. Hemiedrische Strukturen *können* sich somit im Interferenzbild äußern, *brauchen* dies aber nicht unter allen Umständen zu tun; es wird vielmehr einer besonderen Untersuchung in jedem Fall bedürfen, um diese Frage zu entscheiden.

Diesen Sachverhalt können wir durch eine ganze Reihe von Photogrammen belegen. Die ersten Aufnahmen von Friedrich und Knipping waren mit Zinkblende gemacht, welche der hexakistetraedrischen Klasse des regulären Systems angehört; bei Durchstrahlung längs einer Würfelkante (100) oder längs der Richtung (111) zeigt sich

nichts von der Hemiedrie. Vielmehr stimmen diese Annahmen in der Lage der Punkte genau mit den entsprechenden Aufnahmen an Vertretern der holoedrischen Klasse des regulären Systems (wie Flußspat, Steinsalz) überein. Und obwohl die Intensitätsverteilung von Kristall zu Kristall wechselt, findet man beim Zinksulfid in ihr keinen Hinweis auf die Hemiedrie. Genau dasselbe gilt von der in Nr. 11. besprochenen dreizähligen Aufnahme am Diamant, welcher derselben Klasse wie Zinksulfid angehört. Hingegen zeigen Aufnahmen von Friedrich an Hauerit und Pyrit (dyakisdodekaedrische Klasse des regulären Systems) bei Durchstrahlung längs einer Würfelkante deutlich, daß diese hier nicht mehr vierzählige, sondern nur zweizählige Symmetrie besitzt. Das Nickelsulfat (trapezoedrische Klasse des tetragonalen Systems) zeigt längs der vierzähligen Achse durchstrahlt die volle Symmetrie, welche sich beim Zinndioxid (holoedrische Klasse desselben Systems) unter entsprechenden Umständen findet. Sehr auffällig äußert sich die Schraubenstruktur des Quarzes. Durchstrahlt man einen holoedrischen hexagonalen Kristall, etwa Beryll, längs der Hauptachse, so findet man, wie es sich von selbst versteht, ein Interferenzbild mit sechszähliger Symmetrie; spiegelt man einen Interferenzpunkt an einer durch den Mittelpunkt des Bildes gehenden, zu einer Nebenachse des Kristalls parallelen Geraden, so findet man als Spiegelbild einen genau gleich starken Punkt. Beim Quarz findet man dabei im allgemeinen zwar auch einen Interferenzpunkt, aber von anderer Intensität; dies gibt dem Bilde einen nur trigonalen Charakter.

13. Weitere Diskussion des Ausdruckes 27). Da nach 10) am Ort des Interferenzmaximums h_1, h_2, h_3 $\mathfrak{s} - \mathfrak{s}_0 = \mathfrak{h}$ ist, so kann man Gleichung 28) nach 15) umformen in:

$$\varrho' = \frac{2\pi}{\lambda}(\mathfrak{r}'\mathfrak{h}) = \frac{2\pi}{\lambda}\mathfrak{r}'_{\mathfrak{h}}\,|\mathfrak{h}| = \frac{4\pi\cos\varphi}{\lambda}\mathfrak{r}'_{\mathfrak{h}}. \qquad 29)$$

Setzen wir sodann

$$\mathfrak{r}'_{\mathfrak{h}} = \vartheta' \mathrm{d} \qquad 30)$$

so finden wir nach 20) und 27) die Intensität des Interferenzmaximums proportional zu

$$\left|\psi + \psi' e^{2\vartheta' n\pi i} + \psi'' e^{2\vartheta'' n\pi i} + \ldots\right|^2 \qquad 31)$$

Zur Deutung dieses Ausdruckes bedenke man, daß die eingestrichene, zweigestrichene usw. Atomart Raumgitter bilden, welche dem aus dem ungestrichenen Atom bestehenden kongruent sind, nur daß sie gegen letzteres die durch die Vektoren $\mathfrak{r}'$, $\mathfrak{r}''$... gegebenen Verschiebungen haben. Die Netzebenen (η_1, η_2, η_3) dieser verschiedenen Raumgitter fallen dabei im allgemeinen nicht zusammen, sondern die des eingestrichenen Raumgitters haben von denen des ungestrichenen den Abstand $\mathfrak{r}'_{\mathfrak{h}}$, da $\mathfrak{h}$ auf ihnen senkrecht steht. Die Zahl ϑ' gibt somit an, wie der Abstand d der ungestrichenen Netzebenen von den

eingestrichenen Netzebenen unterteilt wird. Der Faktor 31) entspricht daher dem Interferenzeffekt aller derjenigen Wellen, welche von je einer ungestrichenen, einer ein-, einer zweigestrichenen usw. Netzebene zurückgeworfen werden.

Haben wir z. B. nur zwei Arten von Atomen zu unterscheiden (eine ungestrichene und eine eingestrichene), welche aber physikalisch gleich sind ($\psi = \psi'$), und ist für eine bestimmte Netzebene $\vartheta' = \pm \frac{1}{2}$, so wird der Faktor 31) gleich

$$|\psi|^2 \left|1 + e^{\pm n\pi i}\right|^2 \tag{32}$$

Interferenzen ungerader Ordnung ($n = 1, 3, 5 \ldots$) treten dann nicht auf, weil für sie $e^{\pm n\pi i} = -1$, sondern nur solche gerader Ordnung ($n = 2, 4, 6 \ldots$), für welche $e^{\pm n\pi i} = +1$ ist. Wäre hingegen $\vartheta' = \pm \frac{1}{4}$, so fänden wir statt 33)

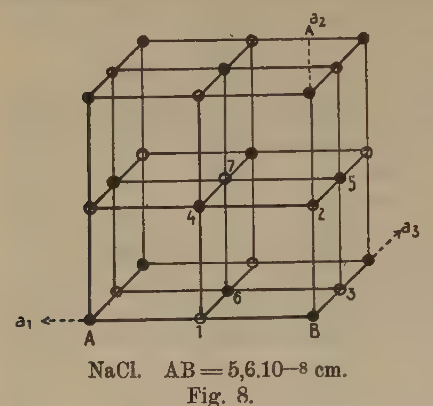
$$|\psi|^2 \left|1 + e^{\pm \frac{1}{2} n\pi i}\right|^2 \tag{33}$$

Dann würden nur die Interferenzen zweiter, sechster usw. Ordnung ausgelöscht, während die der vierten, achten usw. Ordnung stärker ausgebildet wären, als die einer ungeraden Ordnung. Die sehr anschauliche Art der Diskussion, welche die Interferenz zwischen verschiedenen Netzebenen ins Auge faßt, haben die Herren Bragg bei ihren funtamental wichtigen Untersuchungen über den Bau einiger Kristalle benutzt, über die wir in Nr. 14. berichten wollen.

14. Die Struktur des Steinsalzes und des Diamantes. Wir haben in Nr. 5. und 6. die selektive und die allgemeine Spiegelung an der Netzebene eines Raumgitters unterschieden und gesehen, daß die erstere die einfachere Erscheinung ist, weil man bei ihr mit einer bestimmten Wellenlänge zu tun hat. Deshalb eignet sie sich auch besser zur Untersuchung von Kristallstrukturen. Von den zahlreichen Ergebnissen, welche die Herren Bragg nach dieser Methode erhalten haben, wollen wir nur die auf Steinsalz und Diamant bezüglichen hier genauer diskutieren.

Nach Fig. 6 treten bei der Spiegelung an einer Würfelfläche des Steinsalzes (Kurve I) nur Interferenzmaxima gerader Ordnung auf. Und bei einer Spiegelung an der Oktaederfläche (Kurve II) sind die Maxima erster Ordnung (A_1, B_1, C_1) erheblich schwächer als die zweiter Ordnung (A_2, B_2, C_2). Hieraus schließen die Herren Bragg im Hinblick auf die Symmetrieeigenschaften des Steinsalzes auf die in Fig. 8 dargestellte Struktur, bei welcher längs der drei Würfelkanten Natrium und Chloratome abwechseln. Dem in der Figur dargestellten Elementarwürfeln gehören danach vier Natrium- und vier Chloratome an. Nämlich außer dem in der Ecke rechts unten vorn gelegenen Natriumatom noch die Natriumatome 4, 5, 6, sowie die Chloratome

1, 2, 3 und 7. Die anderen Atome der Figur müssen schon den anstoßenden Elementarwürfeln zugerechnet werden, da sie aus einem der erwähnten, durch eine Verschiebung $\mathfrak{a}_1$, $\mathfrak{a}_2$ oder $\mathfrak{a}_3$ hervorgehen. Den sieben genannten Atomen gehören die Vektoren $\mathfrak{r}^{(1)} \ldots \mathfrak{r}^{(7)}$ zu, deren Werte in der folgenden Tabelle zusammengestellt sind; diese enthält außerdem noch die Werte von $\vartheta^{(1)} \ldots \vartheta^{(7)}$ und zwar sowohl für die Netzebene (100) (die Würfelfläche), als für (111) die Oktaederfläche; man entnimmt sie leicht aus der Figur



NaCl. $AB = 5{,}6 . 10^{-8}$ cm.
Fig. 8.

	für (100)	für (111)
$\mathfrak{r}^{(1)} = \frac{1}{2}\mathfrak{a}_1$	$\vartheta^{(1)} = 0$	$= \frac{1}{2}$
$\mathfrak{r}^{(2)} = \frac{1}{2}\mathfrak{a}_2$	$\vartheta^{(2)} = 0$	$= \frac{1}{2}$
$\mathfrak{r}^{(3)} = \frac{1}{2}\mathfrak{a}_3$	$\vartheta^{(3)} = \frac{1}{2}$	$= \frac{1}{2}$
$\mathfrak{r}^{(4)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2)$	$\vartheta^{(4)} = 0$	$= 1$
$\mathfrak{r}^{(5)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(5)} = \frac{1}{2}$	$= 1$
$\mathfrak{r}^{(6)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_3 + \mathfrak{a}_1)$	$\vartheta^{(6)} = \frac{1}{2}$	$= 1$
$\mathfrak{r}^{(7)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(7)} = \frac{1}{2}$	$= \frac{3}{2}$

Der Faktor 31) wird somit bei der Würfelfläche

$$4 \left| \psi + \psi' \right|^2 \left| 1 + e^{n\pi i} \right|^2$$

bei der Oktaederfläche

$$16 \left| \psi + \psi' e^{-n\pi i} \right|^2$$

Man sieht hieran, daß in der Tat an der ersteren keine Maxima ungerader Ordnung auftreten können, während sie wegen der Verschiedenheit der Natrium- und Chloratome bei der Oktaederfläche wohl noch vorhanden sind, aber mit der relativen Intensität $|\psi - \psi'|^2$, welche geringer ist als die relative Intensität $|\psi + \psi'|^2$ der geraden Ordnungen. Wir wollen sogleich bemerken, daß beim Sylvin (KCl), dessen Konstitution genau dieselbe ist, auch hier die Maxima erster Ordnung wegfallen, weil wegen des geringen Gewichtsunterschiedes der K- und der Cl-Atome auch die Funktionen ψ und ψ', welche deren Wirksamkeit messen, einander fast gleich sind. Bemerkenswert ist noch, daß wir bei dieser Diskussion die Funktionen ψ und ψ' beide als reell (genauer: im Azimut einander gleich) betrachten konnten. Bei der Anregung der Atomschwingungen durch die Röntgenstrahlen muß, da unsere Folgerung empirisch zutrifft, somit keine Phasenverzögerung zwischen der erregenden Kraft und der angeregten Schwingung bestehen.

Man kann dieses Ergebnis so aussprechen: Bei der Spiegelung an einer Ebene (100) des Steinsalzes löschen die äquidistant angeordneten, in der gleichen Art mit Na- und Cl-Atomen belegten Netzebenen die Interferenzen der ungeraden Ordnungen aus; bei der Spiegelung an (111) hingegen wechseln Netzebenen, welche nur Na-Atome tragen, ab mit solchen, die nur mit Cl-Atomen besetzt sind; dieser Unterschied läßt keine vollständige Auslöschung der ungeraden Ordnungen zu.

Auch an den mit spektral inhomogener Strahlung an Steinsalz gewonnenen Interferenzbildern haben die Herren Bragg diese Anordnung der Atome geprüft; wenngleich dies Verfahren keine so gute Probe auf die Richtigkeit ergibt, wie das zuerst beschriebene, so kommt man dabei doch auf keinen Widerspruch gegen die besprochene Anordnung.

Ist nun der Bau des Steinsalzes genau bekannt, so fallen damit auch alle Zweifel über den genauen Wert der Gitterkonstanten, welche bisher nur der Größenordnung nach bekannt war. Da auf den Elementarwürfel mit der Seitenlänge $a = AB$ (in Fig. 7) 4 Na- und 4 Cl-Atome, also 4 Moleküle NaCl kommen, ist das Volumen eines Grammmoleküls NaCl, wenn N die Zahl der Molekeln im Grammmolekül bezeichnet, $\frac{N}{4} a^3$. Andererseits berechnet sich dies Volumen als der Quotient aus dem Molekulargewicht m und der Dichte δ. Setzt man nun in der Gleichung

$$\frac{N}{4} a^3 = \frac{m}{\delta} \tag{34)}$$

$$m = 23 + 35{,}5 = 58{,}5; \quad \delta = 2{,}15; \quad N = 6{,}2 \cdot 10^{23},$$ [1])

so folgt

$$a = 5{,}60 \cdot 10^{-8}.$$

Mit Hilfe dieses Wertes sind die in Nr. 5. angegebenen Wellenlängen der charakteristischen Linien von Platin usw. berechnet. Die am wenigsten sichere der hier benutzten Zahlen ist N, das man nur auf etwa 7 Prozent genau kennt. Da hieraus nach 34) die dritte Wurzel gezogen wird beträgt die Genauigkeit aller dieser Zahlenangaben ungefähr zwei Prozent.

Eine scharfe Prüfung dieser Messung liegt in dem Vergleich zwischen den Gitterkonstanten verschiedener Kristalle, den man ziehen kann, indem man dieselbe homogene Röntgenstrahlung an ihnen spiegelt. Das Interferenzmaximum B_2 in Fig. 6 Kurve I liegt z. B. beim Steinsalz, auf welches sich die Figur bezieht, bei $\varphi = 78^0 36'$;

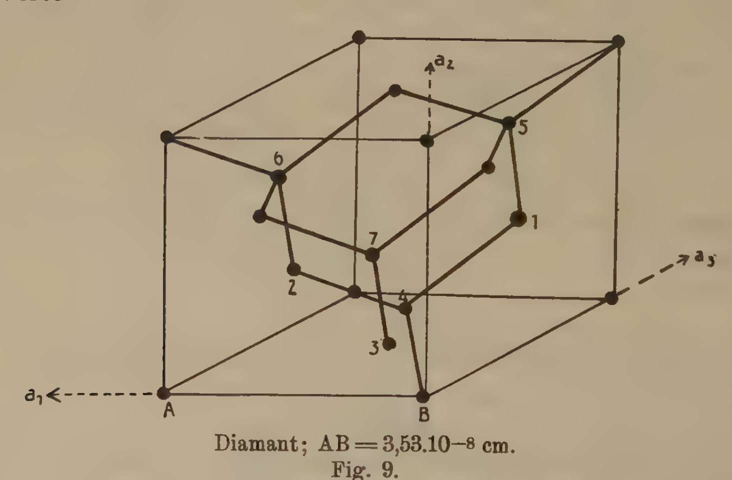
[1]) Vgl. z. B. M. Planck, Theorie der Wärmestrahlung, Leipzig 1913, p. 166.

5*

beim Sylvin hingegen bei $\varphi = 79^0 48'$. Nach 20) müssen sich die Gitterkonstanten beider Kristalle umgekehrt wie die Kosinus der zugehörigen Winkel φ verhalten. Man findet für das Verhältnis den Wert 0,896. Berechnet man hingegen die Gitterkonstante a des Sylvins nach 34) mit $m = 74{,}5$ und $\delta = 1{,}97$, so findet man dafür $6{,}25 . 10^{-8}$, also wiederum für das Verhältnis 0,896.

Der Begriff des Moleküls verliert nach diesen Modellen für das feste NaCl und KCl jede Bedeutung. Jedes Cl-Atom hat sechs Metallatome in genau gleichem Abstand von sich. Es liegt nahe, die chemischen Valenzen, welche demnach nicht durch andere Atome gesättigt sind, durch Elektronen gesättigt zu denken.

Dem Diamant geben die Herren Bragg einen Bau, bei welchem zum Elementarwürfel außer dem Atom in der Ecke unten vorn rechts noch 3 Atome in den Mitten der Würfelflächen gehören, sowie 4 andere, die aus den genannten durch eine Verschiebung um $\frac{1}{4}(\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$ hervorgehen (Fig. 9). Die Vektoren $\mathfrak{r}$ sowie die Brüche ϑ haben dann die Werte



Diamant; $AB = 3{,}53 . 10^{-8}$ cm.
Fig. 9.

		(100)	(110)	(111)
$\mathfrak{r}^{(1)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(1)} =$	0	$\frac{1}{2}$	1
$\mathfrak{r}^{(2)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_3 + \mathfrak{a}_1)$	$\vartheta^{(2)} =$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	1
$\mathfrak{r}^{(3)} = \frac{1}{2}(\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2)$	$\vartheta^{(3)} =$	$\frac{1}{2}$	1	1
$\mathfrak{r}^{(4)} = \frac{1}{4}(\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(4)} =$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{3}{4}$
$\mathfrak{r}^{(5)} = \frac{1}{4}(\mathfrak{a}_1 + 3\mathfrak{a}_2 + 3\mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(5)} =$	$\frac{1}{4}$	1	$\frac{7}{4}$
$\mathfrak{r}^{(6)} = \frac{1}{4}(3\mathfrak{a}_1 + \mathfrak{a}_2 + 3\mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(6)} =$	$\frac{3}{4}$	1	$\frac{7}{4}$
$\mathfrak{r}^{(7)} = \frac{1}{4}(3\mathfrak{a}_1 + 3\mathfrak{a}_2 + \mathfrak{a}_3)$	$\vartheta^{(7)} =$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{7}{4}$

Bei der Spiegelung an (100) wird infolgedessen der Ausdruck 31)

$$4 \, |\psi|^2 \left| 1 + 2 \cos \tfrac{1}{2} n\pi + e^{n\pi i} \right|^2,$$

für die Fläche (110)

$$16 \, |\psi|^2 \left| 1 + e^{n\pi i} \right|^2,$$

und schließlich für (111)

$$16 \, |\psi|^2 \left| 1 + e^{\frac{1}{2} n\pi i} \right|^2.$$

Bei Unterdrückung des Faktors $32 \, |\psi|^2$ wird dann die relative Intensität der Interferenzen verschiedener Ordnung durch die folgende Tabelle angegeben:

n	(100)	(110)	(111)
1	0	0	1
2	0	2	0
3	0	0	2
4	2	2	1
5	0	0	1
6	0	2	0

Die Spiegelungskurven an den genannten Flächen zeigen genau dies Verhalten; desgleichen läßt sich die Intensitätsverteilung im dreizählig-symmetrischen Interferenzbild an Diamant damit in Übereinstimmung bringen. Daß die in der Figur als Punkte gezeichneten Gebilde wirklich einzelne Atome und nicht etwa Komplexe mehrerer Atome darstellen, ergibt der Vergleich der Gitterkonstanten des Diamantes mit der des Steinsalzes aus dem Spiegelungswinkel einer homogenen Röntgenstrahlung; danach ist für Diamant

$$a = 3{,}53 \cdot 10^{-8} \text{ cm}.$$

Genau denselben Wert findet man aber aus der Gleichung

$$\frac{N}{8} \cdot a^3 = \frac{m}{\delta} \; (m = 12, \; \delta = 3{,}51),$$

in welcher beide Seiten das Volumen eines Grammatoms ausdrücken, die linke unter der Voraussetzung, daß auf jeden Elementarwürfel 8 Atome Kohlenstoff kommen.

Figur 10 zeigt eine Photographie des räumlich ausgeführten Diamantmodelles. Die Flächen (111) liegen horizontal; die Strecke AB ist Diagonale einer Würfelfläche und entspricht somit einer Länge von $3{,}53 \cdot 10^{-8} \cdot \sqrt{2} = 5{,}00 \cdot 10^{-8}$ cm. Man erkennt hier besonders gut als Grund für das Verschwinden der Interferenzen zweiter Ordnung bei (111) die Aufeinanderfolge gleichwertiger horizontaler Ebenen in Abständen, die sich wie 1 : 3 verhalten, was einem Wert $\vartheta = \frac{1}{4}$ entspricht.

Die Verbindungsstäbe in Fig. 10, welche auch schon in Fig. 9 gezeichnet sind, stehen natürlich in keinerlei Zusammenhang mit Interferenzerscheinungen, haben aber doch wohl ihre Bedeutung.

Von jedem Atom gehen deren vier nach den Ecken eines regelmäßigen Tetraeders aus, in dessen Mittelpunkt das Atom liegt. Schon längst schreibt die Chemie dem Kohlenstoffatom vier in dieser Art räumlich verteilte Valenzen zu. Wir sehen hier wie auch im Diamant jedes Atom mit seinen vier Valenzen an vier andere gleichweit von ihm entfernte Atome gebunden ist. Noch darüber hinaus erkennt man, daß sich der Ring aus je sechs Kohlenstoffatomen, welcher für Cyklohexan und seine Derivate charakteristisch ist, schon im Diamant vorgebildet findet.

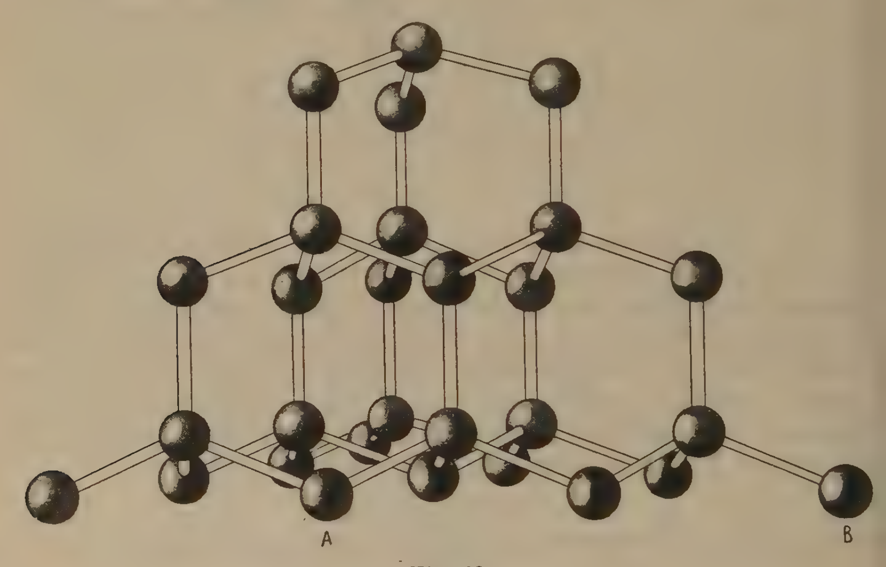


Fig. 10.
Diamant; AB = 5.10−8 cm.

Modelle, wie wir sie hier für NaCl, KCl und Diamant kennen gelernt haben, sind chemische Konstitutionsformeln im vollkommensten Sinne des Wortes. Man sieht hieran die große Bedeutung dieser Ergebnisse nicht nur für die Mineralogie, sondern auch für die Chemie.

III. Die Form der Interferenzpunkte.

Zum Schluß sei noch der Hinweis auf eine Eigentümlichkeit gestattet, welche man fast immer bei den Interferenzbildern beobachtet, wenn man einen dünnen Kristallschliff mit einem sehr eng abgeblendeten Röntgenstrahlenbündel durchleuchtet. Man beobachtet dann statt der Interferenz*punkte* meist *Striche*, welche, wenn die photographische Platte zum einfallenden Strahl senkrecht stand

tangentiell, d. h. senkrecht zum Fahrstrahl vom Mittelpunkt der Figur nach ihrem Orte, gerichtet sind. Andere Formen kommen gelegentlich dadurch heraus, daß das einfallende Bündel zu breit, oder der Kristall zu dick ist; namentlich letzteres hat aus naheliegenden geometrischen Gründen eine radiale Verlängerung der Interferenzpunkte zur Folge. Könnte man in einem auf unendlich eingestellten Fernrohr beobachten, so würden derartige Nebenumstände die Form nicht mehr beeinflussen. So aber müssen wir mit der photographischen Platte in eine gegen die sonstigen Abmessungen große Entfernung vom Kristall gehen, um die Länglichkeit zu beobachten.

Der Versuch zeigt[1]), daß diese mehr und mehr schwindet, wenn man die Strahlungsquelle, die Antikathode der Röntgenröhre, vom Kristall entfernt. Die Länglichkeit muß danach von der Krümmung der einfallenden Wellen abhängen, und bei der Kleinheit der Wellenlängen ist ja auch von vornherein ein Einfluß der Krümmung wahrscheinlich. Daß dieser Einfluß gerade in der beobachteten Länglichkeit besteht, kann man sich leicht klarmachen, wenn man annimmt (was mit hinreichender Annäherung stets zulässig ist), daß die einfallenden Strahlen eine kristallographisch mögliche Richtung haben. In diese verlegen wir dann einen der Grundvektoren, etwa $\mathfrak{a}_1$, durch die wir das Raumgitter dargestellt haben. Wir denken dabei wiederum an ein einfaches Raumgitter und an ruhende Atome; beide Annahmen sind ohne Einfluß auf das Ergebnis unserer Überlegung.[2])

Der Ausdruck 7) für die Intensität enthält das Produkt dreier Sinusquotienten. Der erste davon entspricht der Interferenz von Gitterelementen, welche auf einer geraden Linie parallel $\mathfrak{a}_1$ angeordnet sind. Die beiden anderen geben den Interferenzeffekt eines in der Ebene der Vektoren $\mathfrak{a}_2$ und $\mathfrak{a}_3$ gelegenen Kreuzgitters. Ein sichtbares Maximum entsteht, wo ein Kreuzgitterpektrum einem der Kreise hinreichend nahe liegt, auf welchen der erste Sinusquotient seine Maxima hat.

Der Ausdruck 7) beruht aber durchaus auf der Annahme, daß ebene Wellen einfallen. Treten Kugelwellen an deren Stelle, so wird er ersetzt durch einen Ausdruck, in welchen wiederum als Faktoren auftreten erstens ein Term, herrührend von parallel zu $\mathfrak{a}_1$ angeordneten Gitterelementen, zweitens ein Term, der den Kreuzgittereffekt angibt. Aber die Maxima des letzten Termes sind nicht mehr so scharf wie früher; die Kreuzgitterspektren haben sich verbreitert. Ihre ursprüngliche Schärfe war ja dadurch bedingt, daß zwischen je

---

[1]) M. Laue und F. Tank, Ann. d. Phys., Bd. 41, 1913, 1003.
[2]) M. Laue, Ann. d. Phys., Bd. 42, 1913, S. 1561.

zwei interferierenden Wellen in einem unendlich weit entfernten Aufpunkte genau die gleiche Phasendifferenz bestand; dies ist aber jetzt nicht mehr der Fall. Dagegen bleiben die Interferenzmaxima, welche von parallel zu $\mathfrak{a}_1$, d. h. parallel zur Fortpflanzungsrichtung der Welle angeordneten Gitterelementen herrühren, so scharf wie zuvor. Für sie hat die Krümmung offenbar keinen Einfluß. Sichtbare Helligkeit wird nun dort auftreten, wo die Kreise, welche die scharfen Maxima des ersten Terms enthalten, die verbreiterten Kreuzgitterspektren schneiden. Es leuchtet ein, daß dabei die beobachtete Länglichkeit der Flecke herauskommt.

Über Zirkularpolarisation.

Von

M. Berek,

Diez.

Mit 1 Figur.

Inhalt.

I. Umfang und Abgrenzung des Themas.

Unabhängig von jeder Hypothese über die Natur des Lichtes können wir zirkularpolarisiertes Licht als solches bezeichnen, das, mit einem geradlinigen Analysator untersucht, kein Intensitätsmaximum besitzt, dagegen ein solches nach Einschaltung eines Viertelwellenlängenblättchens vor dem Analysator aufweist und bei zwei um 180° verschiedenen Stellungen des Analysators die Intensität Null zeigt. Der Sinn, in welchem der Analysator von der Polarisationsrichtung der schnelleren Welle im $^1/_4\ \lambda$-Blättchen aus bis zur Stellung vollkommener Verdunkelung auf dem kürzesten Wege gedreht wird, entscheidet über das Vorhandensein rechts- oder linkszirkularpolarisierten Lichtes. Die gleiche Vorrichtung (Polarisationsprisma + $^1/_4\ \lambda$-Blättchen in Diagonalstellung), die zur Analyse zirkularpolarisierten Lichtes dient, eignet sich auch zur Erzeugung desselben. Abgesehen von den Sonderfällen, in denen der eine oder andere zirkulare Polarisations-

zustand bei der Reflexion des Lichtes auftritt und zur Bestimmung der optischen Konstanten namentlich der Metalle[1]) verwandt wird, ist das gleichzeitige Vorhandensein rechts- und linkszirkularpolarisierten Lichtes und als Superposition beider die Drehung der Polarisationsebene des Lichtes durch Zirkularpolarisation von größerer Bedeutung. Obwohl es im Interesse einer exakten Ausdrucksweise läge, zwischen Ursache und Wirkung genauer zu unterscheiden, werden doch schon seit A. Fresnel die beiden Begriffe „Zirkularpolarisation" und „optisches Drehungsvermögen" identifiziert.

Wir wollen im folgenden die Erscheinungen der Zirkularpolarisation nur soweit in den Kreis unserer Betrachtungen ziehen, als sie für den Kristallphysiker und Kristallographen von unmittelbarem Interesse sind, d. h. also im wesentlichen die Erscheinungen, die an das Vorhandensein optischen Drehungsvermögens geknüpft sind. Angesichts des Umstandes, daß F. Pockels' Lehrbuch der Kristalloptik Ende 1905 abgeschlossen ist und bis dahin alle wesentlichen Arbeiten auf diesem Gebiete in einem besonderen Teil[2]) verarbeitet enthält, können wir uns der Hauptsache nach auf die neueren Fortschritte seit jener Zeit beschränken. Von einer vollständigen Wiedergabe der einzelnen Messungsdaten, insbesondere der Rotationskonstanten, habe ich im Interesse der Raumersparnis um so eher absehen können, als die neueste Auflage des Tabellenwerkes von Landolt-Börnstein[3]) die betreffenden Daten fast vollzählig enthält. Auch die aktiven Lösungen organischer Stoffe habe ich nur soweit behandelt, als sie von allgemeinerem Interesse sind und mich im übrigen mit der Andeutung der Richtlinien begnügt, die für die Untersuchung dieser Stoffe maßgebend waren. Dagegen glaubte ich Wert darauf legen zu müssen, die schönen Entdeckungen aus dem Gebiete der Magnetooptik wenigstens in Kürze zu streifen, da sie so helles Licht über die uns hier interessierenden Erscheinungen der Zirkularpolarisation und im Zusammenhange hiermit auf die Struktur der Materie überhaupt verbreitet haben. Im übrigen habe ich den Stoff von dem Gesichtspunkte darzustellen versucht, daß nach Möglichkeit überall der Zusammenhang mit der modernen Elektronenlehre gewahrt bleibt. Auf eine mathematische Formulierung der Erscheinungen bin ich nur so weit eingegangen, als dies meiner Aufgabe, allgemein verständlich zu bleiben nicht widersprach.

---

[1]) L. R. Ingersoll, Phys. Rev., Bd. 30, S. 130—131; Bd. 31, S. 489—499, 1910.

[2]) F. Pockels, Lehrbuch der Kristalloptik, Leipzig u. Berlin 1906, II. Teil, S. 293—362.

[3]) Landolt-Börnstein, Phys.-chem. Tabellen, 4. Aufl., Berlin 1912, S. 1052—1063.

II. Abhängigkeit der zirkularen Doppelbrechung von der Wellenlänge der Eigenperioden.

Die auf der modernen Elektronenlehre aufgebaute Dispersionstheorie hat gezeigt, daß für die Vorgänge der Lichtfortpflanzung in einem Medium die Perioden der Eigenschwingungen seiner kleinsten elektrisch geladenen Teilchen maßgebend sind. Ist eine der Perioden dieser Eigenschwingungen gleich derjenigen der einfallenden Lichtwelle, so tritt Resonanz ein, und die eindringende Welle wird in diesem Falle, wie das Experiment gelehrt hat, am stärksten absorbiert. Absorption des Lichtes ist zwar für jede Wellenlänge bei Körpern zu erwarten, welche keine vollkommenen Isolatoren sind; doch tritt für eine Lichtart diese Absorption in um so weniger merklicher Weise ein, je mehr sich die Schwingungsdauer der betreffenden Lichtart von der Periode der Eigenschwingungen unterscheidet.

Die Differentialgleichungen für die Lichtbewegung, welche auf Grund einer dissymmetrischen Konstitution eines Körpers aufgestellt werden, ergeben für jede Fortpflanzungsrichtung als mathematisch notwendige Folgerung die Existenz zweier Wellen mit verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten, wie sie bereits A. Fresnel zur Erklärung des optischen Drehungsvermögens angenommen und durch das Experiment bewiesen hat. Die weitere Tatsache, daß diese beiden Wellen in einem isotropen aktiven Medium für jede Richtung und in einem anisotropen aktiven Medium in Richtung der optischen Achsen entgegengesetzt zirkularpolarisiert sein müssen, ist schon aus der optischen Symmetrie allein ableitbar. In quantitativer Hinsicht ist für den Unterschied der optischen Eigenschaften eines aktiven Körpers von denen eines inaktiven Mediums die Differenz $n_r - n_l$ für die beiden sich in derselben Richtung fortpflanzenden Wellen, die sog. zirkulare Doppelbrechung, von Bedeutung. Den Zusammenhang der Größe $n_r - n_l$ mit den Perioden der Eigenschwingungen hat P. Drude[1]) aufgedeckt und eine ganz ähnliche Formel erhalten, wie sie für den Brechungsindex eines Mediums gilt. Bedeuten λ_h die Wellenlängen der Eigenschwingungen, k_h ihnen entsprechende Aktivitätskoeffizienten, so ist für eine beliebige Lichtart mit der Wellenlänge λ

$$n_r - n_l = \frac{\lambda}{\pi} \Sigma \frac{k_h}{\lambda^2 - \lambda_h^2}, \qquad 1)$$

wobei die Summation über alle mitschwingungsfähigen aktiven Ionengattungen[2]) zu erstrecken ist. Erleichternd für die Berechnung von

[1]) P. Drude, Lehrbuch der Optik, 3. Aufl., Leipzig 1912, S. 389—407.

[2]) Unter der Bezeichnung „Ionengattung“ sollen hier sowohl die ultravioletten (Elektronen) wie die ultraroten (Ionen) schwingungsfähigen Elementargebilde im Molekül verstanden werden.

$n_r - n_l$ ist der Umstand, daß die λ_h zumeist experimentell aus Reststrahlen- oder Absorptionsbeobachtungen oder rechnerisch aus der Dispersionsformel für den Brechungsindex[1]) schon bekannt sind. Es brauchen daher gewöhnlich nur noch die Aktivitätskoeffizienten k_h nach 1 aus bekannten Werten $n_r - n_l$ bestimmt zu werden. Da die zirkulare Doppelbrechung bei den meisten in der Natur vorkommenden aktiven Medien sehr gering und schwer direkt meßbar ist, ermittelt man zweckmäßiger gewöhnlich den aus der Superposition der beiden zirkularen Wellen resultierenden Drehungswinkel δ der Polarisationsebene, der bekanntlich mit $n_r - n_l$ durch die Relation verknüpft ist

$$\delta = \frac{\pi}{\lambda}(n_r - n_l) \qquad 2)$$

Positives δ entspricht demnach einer Linksdrehung.

Es darf indes nicht von vornherein vorausgesetzt werden, daß die Dispersion von $n_r - n_l$ oder δ sich stets durch 1 befriedigend darstellen lassen muß, wenn man die λ_h aller der Eigenschwingungen berücksichtigt, die zu einer hinreichenden Darstellung der Dispersion des Brechungsindex notwendig sind. Denn die λ_h, die innerhalb eines Spektralbereichs keinen bemerkenswerten Einfluß auf die Dispersion von n mehr zu haben brauchen, können doch Aktivitätskoeffizienten von wirksamem Betrage besitzen. Umgekehrt kann k_h für eine Eigenperiode h, die zur Darstellung des Dispersionsgesetzes von n erforderlich ist, gelegentlich Null sein. Ein Beispiel hierfür bietet der Quarz dar. Durch H. Rubens und E. F. Nichols wurden mittels der Reststrahlenmethode am Quarz drei ausgesprochene Absorptionsstreifen im Ultrarot nachgewiesen, nämlich bei 8,5 μ, 9,02 μ und 20,75 μ. Die Dispersionsgleichung für den Brechungsindex ergibt außerdem eine Eigenperiode im Ultraviolett bei der Wellenlänge $\lambda_1 = 0{,}10309\ \mu$. Faßt man der Vereinfachung halber die beiden ersten ultraroten Eigenperioden in einen Mittelwert $\lambda_2 = 8{,}85\ \mu$ zusammen, so läßt sich die Dispersion des Brechungsindex in dem Bereiche von 0,200—4,20 μ mittels der Eigenperioden $\lambda_1 = 0{,}10309$, $\lambda_2 = 8{,}85$, $\lambda_3 = 20{,}75\ \mu$ sehr gut darstellen, nicht aber, wie P. Drude gezeigt hat, die Dispersion von δ. Dies gelingt erst, wenn man annimmt, daß beim Quarz auch aktive Ionengattungen mit noch kürzerer Wellenlänge als λ_1 vorhanden sind. Die Wellenlänge λ_0 dieser Eigenperiode muß bereits so klein sein, daß man λ_0 gegenüber dem für die Beobachtung in Betracht kommenden λ vernachlässigen kann. Es ist sogar möglich, daß mehrere derartig kleiner Eigenperioden vorhanden sind. Man kann aber ihren Einfluß

[1]) $n^2 = 1 + \Sigma \frac{\vartheta_h \cdot \lambda^2}{\lambda^2 - \lambda^2_h}$. Darin ist ϑ_h die Dielektrizitätskonstante der h-ten Ionengattung mit einer Eigenfrequenz bei der Wellenlänge λ_h.

in der Summe $\Sigma \frac{k_h}{\lambda^2 - \lambda^2_h}$ bei Vernachlässigung der Größen λ_h in $\Sigma \frac{k_h}{\lambda^2} = \frac{k_0}{\lambda^2}$ zusammenziehen. Die Berechnung der Koeffizienten k_h ergibt dann, daß k_2 und k_3 für Quarz Null werden. Mithin sind die Ionengattungen, deren Eigenschwingungen im Ultrarot liegen, inaktiv, und zur Darstellung der Dispersion von δ ist für Quarz nur die 3konstantige Formel

$$\delta = \frac{k_0}{\lambda^2} + \frac{k_1}{\lambda^2 - \lambda_1{}^2} \qquad 3)$$

erforderlich, worin $k_0 = -5{,}046$, $k_1 = +12{,}200$, $\lambda_1 = 0{,}10\,309$ ist.

Die gute Übereinstimmung mit der Beobachtung zeigt folgende Drude's Lehrbuch entlehnte Tabelle:

λ in μ	δ beob.	δ ber.	Differenz
2,140	1,60°	1,57°	+0,03°
1,770	2,28	2,29	−0,01
1,450	3,43	3,43	0,00
1,080	6,18	6,23	−0,05
0,67082	16,54	16,56	−0,02
0,58932	21,72	21,70	+0,02
0,50861	29,72	29,67	+0,05
0,40468	48,93	48,85	+0,08
0,34406	70,59	70,61	−0,02
0,27467	121,06	121,34	−0,28
0,21935	220,72	220,57	+0,15

Mit Hilfe derselben 3konstantigen Formel 3 läßt sich, wie H. Rose [1]) neuerdings gezeigt hat, auch die Rotationsdispersion des Natriumchlorats im ultravioletten und sichtbaren Gebiet befriedigend darstellen. Die Dispersionsformel für n im ultravioletten und sichtbaren Gebiet paßt sich schon sehr gut den Beobachtungen an, wenn man eine einzige Eigenperiode annimmt. Die Rechnung ergibt für die Wellenlänge dieser Eigenschwingung $\lambda_1 = 0{,}13116\ \mu$. Außer dieser Eigenperiode wurden zur Berechnung der Aktivitätskoeffizienten in 3 folgende beiden von E. Guye [2]) beobachteten Drehungswinkel benutzt:

$$\lambda = 0{,}2748\ \mu \qquad \delta = 14{,}075^\circ$$
$$0{,}7188 \qquad 2{,}070$$

Es ergab sich hieraus $k_0 = 1{,}096$, $k_1 = 0{,}0252$. Die befriedigende Übereinstimmung der beobachteten und der mittels dieser Konstanten berechneten Drehungswinkel geht aus der folgenden Tabelle hervor.

[1]) H. Rose, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 29, 1909, S. 98, 99 u. 101, 102.
[2]) E. Guye, Diss. Genf 1889.

λ in μ	δ beob.	δ ber.	Differenz
0,7188	2,070	2,070	0,0
0,6563	2,503	2,483	+0,020
0,5893	3,130	3,079	+0,051
0,4862	4,670	4,520	+0,150
0,3611	8,686	8,179	+0,507
0,3256	10,674	10,050	+0,624
0,2748	14,075	14,075	0,0

Nach den bisherigen Betrachtungen ist es leicht, die Bedingungen anzugeben, unter denen die bekannte einfache Biot'sche Dispersionsformel

$$\delta = \frac{k}{\lambda^2} \qquad 4)$$

anwendbar sein wird. Sie stellt sich als Spezialfall der Drude-schen Formel dar, wenn sowohl die Eigenperioden mit der Wellenlänge $\lambda_{h'} < \lambda$ sehr klein gegen λ und gleichzeitig die Eigenperioden $\lambda_{h''} > \lambda$ sehr groß gegen λ sind. Dann ist nämlich bei Vernachlässigung der $\lambda_{h'}$ gegenüber λ und der λ gegenüber $\lambda_{h''}$

$$k = \Sigma \left(k_{h'} + \frac{k_{h''}}{\lambda^2_{h''}}\right) \qquad 5)$$

eine Konstante. Die Biot'sche Formel gilt demnach nur in Spektralbereichen, für welche die Wellenlänge des Lichts von den Wellenlängen der Eigenperioden hinsichtlich der Größenordnung sehr verschieden ist. Dies gilt angenähert für das sichtbare Spektrum der meisten bekannten festen aktiven Körper.

Wenn andererseits die Wellenlänge des Lichts in größerer Nähe zweier Eigenperioden von aktiven Ionengattungen liegt, so genügt Formel 3 auch innerhalb kleinerer Spektralbereiche nicht mehr. Ein solcher Fall scheint für Zinnober einzutreten. Aus Messungen des Brechungsindex für den ordentlichen Strahl leitete H. Rose[1]) eine Eigenperiode mit der Wellenlänge $\lambda_1 = 0{,}564\ \mu$ ab. Der Absorptionsbeginn macht sich schon von der Wellenlänge 0,600 μ abwärts bemerkbar. Ob diese eine Eigenperiode zur Darstellung der Dispersion des Brechungsindex innerhalb des sichtbaren durchsichtigen Spektralbereichs von 0,600—0,760 μ hinreichte, war anfänglich infolge der nicht genügenden Genauigkeit der gemessenen Brechungsindizes, die auf Mängel der benutzten Prismen zurückzuführen war, nicht mit Sicherheit festzustellen. Jedenfalls zeigte sich, wie aus folgender Tabelle hervorgeht, daß mittels des Wertes $\lambda_1 = 0{,}564\ \mu$ und der berechneten Konstanten $k_1 = 21{,}8835$ und $k_0 = 1{,}6361$ die Darstellung der Rotationsdispersion nach 3 schon in diesem kleinen Spektralbereiche eine ungenügende war.

[1]) H. Rose, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 29, 1912, S. 100 u. 103.

λ in μ	δ beob.	δ ber.	Differenz
0,7621	86,16°	86,16	0,0
0,6870	182,00	145,79	+ 36,21
0,6495	255,60	215,03	+ 40,63
0,6192	365,37	339,91	+ 25,46
0,6022	489,64	497,05	— 7,41
0,5983	554,98	554,96	+ 0,02

Eine spätere [1]) Wiederholung der Messungen der Brechungsindizes an einem genaueren Prisma ergab nun, daß die Annahme von nur einer Eigenschwingung im kurzwelligen Gebiete des Spektrums zur Darstellung der Dispersion des Brechungsindex nicht ausreicht. Demnach ist auch zur hinreichenden Darstellung der Rotationsdispersion beim Zinnober schon innerhalb des kleinen orange und roten Spektralbereichs die Dispersionsformel mindestens in der Form anzusetzen

$$\delta = \left(\frac{k_0}{\lambda^2} + \right) \frac{k_1}{\lambda^2 - \lambda_1{}^2} + \frac{k_2}{\lambda^2 - \lambda_2{}^2} \qquad 6)$$

Dem sichtbaren Spektrum scheinen demgemäß beim Zinnober die Eigenschwingungen von bereits mindestens zwei aktiven Ionengattungen benachbart zu liegen.

Der allgemeine Charakter des Dispersionsverlaufes in Gebieten, die von den Eigenperioden der aktiven Ionengattungen sehr weit entfernt sind, ist nach 4 der, daß der Drehungswinkel mit zunehmender Wellenlänge abnimmt (Schema a der Fig. 1). Die Dispersionskurve von δ und $n_r - n_l$ trägt demnach in diesen Bereichen denselben Charakter wie die des Brechungsindex. Beispiele hierfür sind fast alle bekannten festen aktiven Körper im Gebiete des sichtbaren Spektrums (vgl. z. B. die von H. Rose [2]) untersuchten schwach aktiven Kristalle von Natriumbromat, Kalium-, Calcium-, Strontium- und Bleidithionat). Bei der Annäherung an die Wellenlänge einer aktiven Eigenperiode hingegen treten kompliziertere Verhältnisse ein. Wir wollen einige typische Fälle an der Hand der Formel 1 behandeln und betrachten zur besseren Übersicht immer den Spektralbereich zwischen zwei Absorptionsstreifen. Die möglicherweise noch vorhandenen weiteren Eigenperioden mögen von dem betrachteten Spektralgebiet weit entfernt liegen. Der Verlauf der Dispersionskurve in der Umgebung eines einzelstehenden Absorptionsstreifens ergibt sich dann einfach, wenn man das Gebiet zwischen den beiden Absorptionsstreifen sich auseinandergezogen, die Dispersionskurve also verflacht vorstellt.

Die Aktivitätskonstanten mögen vorerst alle dasselbe Vorzeichen haben, und zwar seien alle k_h zunächst positiv. Dann ist in größerer

---

[1]) H. Rose, Centralbl. f. Min. usw., 1912, S. 527—531.
[2]) H. Rose, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 29, 1909, S. 74—88.

Entfernung von einem Absorptionsgebiet δ auch positiv. Nähern wir uns einem ausgeprägten Absorptionsstreifen λ_1 von der Seite der kürzeren Wellenlängen ($\lambda < \lambda_1$), so nimmt nach 6 der Drehungswinkel ab und geht durch den Wert Null zu negativen Beträgen über. In unmittelbarer Nachbarschaft des Absorptionsgebietes ist das Anwachsen im negativen Sinne sehr groß. Unmittelbar jenseits des Absorptionsstreifens besitzt δ sehr große positive Werte, geht aber mit wachsendem λ rasch wieder auf die normalen Beträge zurück (Schema b der Fig. 1). Dieselben Erscheinungen wiederholen sich bei Annäherung an das nächste Absorptionsgebiet. — Ganz analog ist der Dispersionsverlauf, wenn sämtliche k negativ, also auch δ in größerer Entfernung vom Absorptionsgebiet negativ ist (Schema c).

Wenn die Aktivitätskoeffizienten verschiedenes Vorzeichen haben, so kann δ in größerer Entfernung von einem Absorptionsgebiet von vornherein positiv oder negativ sein. Angenommen δ sei zunächst positiv und der Aktivitätskoeffizient des ersten Absorptionsstreifens ebenfalls positiv, der des zweiten aber negativ (Schema d). Dann ist das anfängliche Bild der Dispersionskurve wie bei b. Zwischen den Absorptionsstreifen wird aber ein relatives Minimum von δ eintreten, δ selbst aber positiv bleiben. Jenseits des zweiten Absorptionsstreifens geht δ von sehr großen negativen Werten durch Null wieder zu positiven Werten und normalem Dispersionsverlauf über. — Ist δ anfänglich negativ (Schema e), so wird δ mit zunehmendem λ zunächst, absolut gerechnet, kleiner; bei Annäherung an den ersten Absorptionsstreifen mit positivem k tritt ein rasches Anwachsen im negativen Sinne ein. Jenseits des Streifens geht δ von sehr großen positiven Werten durch ein relatives Minimum wieder zu sehr großen positiven Werten bei Annäherung an den zweiten Absorptionsstreifen über. Folgen diese beiden Absorptionsstreifen nicht sehr dicht aufeinander, so kann hierbei das relative Minimum von δ Null oder sogar negativ sein. Im letzteren Fall liegen dann zwischen den beiden Absorptionsstreifen zwei Wellenlängen, für die $\delta = 0$ ist. Jenseits des zweiten Absorptionsstreifens ist der Dispersionsverlauf wie bei c. — Wenn k für den ersten Absorptionsstreifen negativ und für den zweiten positiv ist, gelten bei anfänglich positivem (Schema f) bzw. negativem δ (Schema g) ganz analoge Betrachtungen. — Ist das anfängliche Drehungsvermögen negativ und haben beide Eigenperioden positive k, so besitzt die Dispersionskurve zwischen den beiden Absorptionsstreifen eine Wendetangente. Die Kurve ist in ihrem Charakter nicht merklich von der bei b verschieden, wenn die beiden Streifen verhältnismäßig dicht aufeinander folgen. Andernfalls kann ein deutliches relatives Maximum und Minimum von δ auftreten (Schema h). Analog liegen die Verhältnisse bei anfänglich positivem δ und negativem k der beiden Eigenperioden (Schema i).

Fig. 1.
Typen normaler und anormaler Rotationsdispersion.



Nach Schema d bis g folgt aus dem Auftreten eines relativen Maximums oder Minimums des Drehungswinkels in einem zwischen zwei Absorptionsstreifen gelegenen Spektralgebiet allgemein, daß die Aktivitätskoeffizienten der Eigenperioden dieser Absorptionsstreifen entgegengesetztes Vorzeichen haben. Das Vorhandensein einer Wendetangente in der Dispersionskurve zeigt nach b, c, h und i an, daß sich dieser Spektralbereich zwischen zwei Eigenperioden mit Aktivitätskoeffizienten gleichen Vorzeichens befindet.

Die hier besprochenen Dispersionserscheinungen treten natürlich nur bei solchen Absorptionsstreifen auf, für welche die die Absorption veranlassenden Ionengattungen auch aktiv sind ($k \gtreqless 0$).

Was nun Beobachtungen der vorliegenden aus der Theorie gefolgerten Erscheinungen in der Nähe von Absorptionsstreifen anbetrifft, so liegen die Eigenschwingungen fast aller bekannten festen aktiven Körper in der Beobachtung sehr schwer zugänglichen Spektralbereichen (vgl. z. B. die oben angeführten λ_h für Quarz). Eine Ausnahme bildet Zinnober. Nach den Beobachtungen von H. Rose setzt die Absorption des ordentlichen Strahles schon bei der Wellenlänge 0,600 μ nach dem violetten Teil hin merklich ein. Wie die auf S. 79 angeführten Messungsdaten zeigen, ist dementsprechend das Anwachsen von δ in dem kleinen Spektralbereich von 0,762—0,598 μ mit abnehmender Wellenlänge ein zunehmend starkes. Es beträgt nämlich die mittlere Zunahme in Graden für eine Wellenlängendifferenz von 0,001 μ:

bei λ =	$\frac{\Delta\delta}{\Delta\lambda}$ =
0,7404 μ	+ 1,07°
0,6717	1,94
0,6416	3,03
0,6263	4,8
0,6164	5,6
0,6063	9,0
0,6003	16,7

In größerem Umfange liegen hingegen Beobachtungen des Drehungswinkels in der Nähe von Absorptionsstreifen für kristalline Flüssigkeiten und in Lösung befindliche aktive Substanzen vor. Zu ersteren gehören einige der von D. Vorländer[1]) und M. E. Huth hergestellten komplizierteren Zimtsäurederivate, die hinsichtlich ihrer Zirkularpolarisation von F. Stumpf[2]) und H. Franke[3]) näher

[1]) D. Vorländer, Chem. Ber., Bd. 41, 1908, S. 2033—2052.
D. Vorländer u. M. E. Huth, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 75, 1911, S. 644.

[2]) J. Stumpf, Phys. Zeitschr., Bd. 11, 1910, S. 780—784.

[3]) H. Franke, Die nat. Drehg. d. Polarisationsebene in flüss. Krist. Diss. Halle, 1912, 37 S.

untersucht wurden. Der reine p-Cyanbenzalaminozimtsäure-akt.-amylester

$[C_6H_4(CN) \cdot CH : N \cdot C_6H_4 \cdot CH : CH \cdot CO_2 \cdot CH_2 \cdot CH(CH_3) \cdot CH_2 \cdot CH_3]$,

dessen kristallinisch-flüssige aktive Phase normal zwischen 92° und 98° existiert, sich aber bis 75° unterkühlen läßt, hat einen ausgeprägten Absorptionsstreifen im Gelb. Daß dieser Streifen der Eigenperiode einer aktiven Ionengattung entspricht, folgt aus den Beobachtungen von F. Stumpf, denen zufolge die Drehung zu beiden Seiten des Absorptionsstreifens sehr groß und verschiedenen Sinnes ist. δ nimmt, absolut gerechnet, nach Rot hin, wie im Schema b, stark ab. Dagegen ist die Abnahme nach Violett hin nicht entsprechend groß. Dies läßt die Nähe einer weiteren aktiven Eigenschwingung im Violett vermuten. In der Tat hat auch K. Försterling [1]) bei dieser Substanz im Violett den Beginn stärkerer Absorption festgestellt.

Einen Dispersionscharakter anderer Art zeigt der von H. Franke untersuchte Anisalaminozimtsäure- akt.-amylester

$[CH_3O \cdot C_6H_4 \cdot CN : N \cdot C_6H_4 \cdot CH : CH \cdot CO_2 \cdot CH_2 \cdot CH(CH_3) \cdot CH_2 \cdot CH_3]$.

Die aus der kristallinisch-trübflüssigen durch Verreibung des Deckglases entstehende klarflüssige aktive kristalline Phase, welche zwischen 55° und 85° erhalten werden kann, hat ein optisches Drehungsvermögen, daß für $\lambda = 0{,}4357$; 0,5461; 0,5893; 0,6708 im Verhältnis 1,419 : 0,625 : 0,610 : 1 steht. Für $\lambda = 0{,}5893$ ist δ etwa 6000°. Für dieses Licht zeigt die Dispersionskurve also ein Minimum.

Beobachtungen über anormale Rotationsdispersion, welche durch die selektive Absorption aktiver Lösungen hervorgerufen wird, hatte A. Cotton [2]) für Lösungen von Kupfer- und Chromtartrat in Kalilauge bereits im Jahre 1896 publiziert. L. Natanson [3]) hat diese Messungen auf Grund der Drude'schen Theorie zu erklären gesucht und gezeigt, daß bei der Kaliumchromdoppeltartratlösung die Rotationsmaxima und der allgemeine Verlauf der Dispersionskurve sich mit Hilfe der Eigenschwingungen bei 0,563 und 0,636 μ für Licht aus dem mittleren und roten Bereiche des sichtbaren Spektrums im wesentlichen erklären lassen. Ausgedehnte Untersuchungen über die anomale Rotationsdispersion hat besonders L. Tschugaeff [4]) ausgeführt. Namentlich an farbigen Terpen- und Kampfer-

---

[1]) K. Försterling, Gött. Nachr. 1912, S. 239.

[2]) A. Cotton, Ann. chim. phys. (7), Bd. 8, 1896, S. 347.

[3]) L. Natanson, Krak. Anz., 1908, S. 764—783; 1909, S. 25—27. Journ. d. phys. (4), Bd. 8, 1909, S. 321—347.

[4]) L. Tschugaeff, Chem. Ber., Bd. 42, 1909, S. 2244—2247. Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 76, 1911, S. 469—483. Bull. soc. chim. (4), Bd. 11, 1912, S. 718—722. — Ders. u. A. Ogorodnikoff, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 74, 1910, S. 503—512. Ann. chim. phys. (8), Bd. 22, 1911, S. 137—144.

derivaten fand er kompliziertere Dispersionskurven der Art, wie wir sie aus der Drude'schen Formel abgeleitet haben. Alle diese aktiven Körper besitzen selektive Absorption. Sie zeigen Rotationsmaxima oder -minima. Auch Nulldrehungen für gewisse Lichtarten und Wechsel der Drehungsrichtung wurden beobachtet. Die Wellenlänge, für welche δ durch den Wert Null zu Werten entgegengesetzten Vorzeichens überging, lagen in der Nähe beginnender Absorption. In nächster Nachbarschaft der Absorptionsstreifen nahm δ sehr große Werte an. Ähnliche der Theorie völlig entsprechende Erscheinungen hat H. Volk [1]) am blauen Kupfersalz, am hellgrünen Nickelsalz und am hellroten Kobaltsalz der Milchsäure beobachtet. Das farblose Zinksalz der Milchsäure hingegen besitzt keine anomale Rotationsdispersion.

Zu unterscheiden von der anomalen Rotationsdispersion als Folge der selektiven Absorption sind die anomalen Dispersionsverhältnisse, welche an Gemischen entgegengesetzt drehender und verschieden stark dispergierender Stoffe auftreten. Da diese anomale Dispersion, wie schon Biot erkannt hat, lediglich eine Superpositionswirkung der Rotationsdispersionen beider Stoffe ist, so hat sie für uns kein allgemeineres Interesse. Auch an einheitlichen Substanzen kann, wie kürzlich L. Tschugaeff [2]) gezeigt hat, anomale Rotationsdispersion durch optische Superposition eintreten, wenn nämlich mehrere asymmetrische Atome im Molekül vorhanden sind und die sich summierenden Partialdrehungen ungleiche Dispersion haben.

Bei allen Körpern, deren anomale Rotationsdispersion eine Folge selektiver Absorption ist, werden Einflüsse, die eine Änderung im optischen Drehungsvermögen bewirken, in erster Linie in Beziehung zur Lichtabsorption zu setzen sein. Der Einfluß der Temperatur auf die Größe von δ ist zwar für viele Stoffe bekannt, doch fehlen zumeist noch Messungen über die Änderung der Absorption. Ausführlichere Beobachtungen hat in dieser Hinsicht F. A. Molby [3]) an Nicotin ausgeführt. Bei Temperaturerniedrigung verschiebt sich das Absorptionsband aus dem Violett gegen Blau hin. Gleichzeitig tritt eine Zunahme der Durchlässigkeit am roten Ende des Spektrums auf, was ebenfalls auf Verschiebung einer dem roten Ende nahe liegenden Absorptionsbande gegen größere Wellenlängen hindeutet. Das Drehungvermögen steigt für den größeren sichtbaren Spektralbereich mit abnehmender Temperatur erst bis etwa 20° ein wenig an und nimmt dann bis — 90° stark ab. Dieser Wechsel im Vorzeichen der Änderung wird wohl

---

[1]) H. Volk, Chem. Ber., Bd. 45, 1912, S. 3745—3748.

[2]) L. Tschugaeff, Chem. Ber., Bd. 44, 1911, S. 2023—2030.

[3]) F. A. Molby, Phys. Rev., Bd. 31, 1910, S. 291—311.

durch die relativ geringe gegenseitige Entfernung der beiden Absorptionsbanden bedingt sein. Einfacher liegen die Verhältnisse für Körper, deren Absorptionsgebiete weit ab vom sichtbaren Spektrum liegen. So nimmt das Drehungsvermögen von Quarz in dem Intervall von + 600° bis — 190° mit sinkender Temperatur ständig ab. Nach Messungen von F. E. WRIGHT, E. S. LARSEN[1]) und F. A. MOLBY[2]) ist für Na = Licht[3])

bei t =	δ =
600°	25,20°
560	24,10
415	23,15
280	22,58
100	21,96
20	21,71
— 190	21,20

Der Einfluß der Temperatur wird mithin mit abnehmender Temperatur immer geringer[4]). Den Drehungswinkel für kürzere Wellenlängen beeinflußt die Temperatur etwas stärker als den für größere. Nach F. A. MOLBY[5]) ist nämlich bei einer Temperaturerniedrigung des Quarzes von + 24° auf — 188° die Abnahme der Drehung

für λ =	0,4359 μ	0,4916	0,5461	0,579	0,58925	0,6708
δ	$^{10}/_{400}$	$^{10}/_{417}$	$^{10}/_{424}$	$^{10}/_{427}$	$^{10}/_{429}$	$^{10}/_{429}$

Auch Zinnober zeigt nach Messungen von F. MOLBY[6]) zwischen + 20° und — 125° eine starke und weiter bis — 188° eine geringere Abnahme des Drehungsvermögens mit der Temperatur. Wie J. BECQUEREL[7]) festgestellt hat, verschiebt sich dabei das Absorptionsgebiet und zugleich auch die Stelle des starken Anwachsens von δ nach kürzeren Wellenlängen hin. Bei — 188° ist die Farbe des Kristalls orange. Diese Beobachtungen sind ein besonders schöner Beweis für die Verknüpfung von Absorption und anomaler Dispersion.

Die Lage der Absorptionsstreifen einer Substanz wird ferner durch das Lösungsmittel beeinflußt. Nach der KUNDT'schen Regel übt das Lösungsmittel auf die Lage des Absorptionsstreifens dahin eine Wirkung aus, daß derselbe gegen das Gebiet der längeren Wellen umsomehr verschoben wird, je größer das Brechungs- oder Dispersionsvermögen des Lösungsmittels ist. L. TSCHUGAEFF und A. OGORODNI-

---

1) F. E. WRIGHT u. E. S. LARSEN, Zeitschr. f. anorg. Chem., Bd. 68, 1910, S. 352.

2) F. A. MOLBY, Phys. Rev., Bd. 28, 1909, S. 57—63.

3) Vgl. ferner U. PANICHI, Mem. Acad. Lincei (5), Bd. 6, 1906, S. 38—74. M. G. LEVI, Rend. R. Acc. dei Linc. (2), Bd. 15, 1906, S. 492/493.

4) Über ältere Messungen an Quarz und Natriumchlorat vgl. H. LANDOLT, D. opt. Drehungsvermögen, 2. Aufl., Braunschweig 1898, S. 130—132.

5) F. A. MOLBY, Phys. Rev., Bd. 30, 1910, S. 273/274.

6) F. A. MOLBY, Phys. Rev., Bd. 31, 1910, S. 291—311.

7) J. BECQUEREL, C. R., Bd. 147, 1908, S. 1281—1284.

koff [1]) haben diesen Einfluß des Lösungsmittels auf Lichtabsorption und Rotationsdispersion an Xanthogenderivaten von Terpenen in Toluol und Aceton verfolgt und ihn bestätigt gefunden. Jedoch sind die Änderungen im Rotationsvermögen gelöster aktiver Substanzen nicht allein durch die Verschiebung der Eigenperioden im Spektrum bedingt. In den meisten Fällen sind die Einflüsse, welche Konzentration, elektrolytische Dissoziation, Zerfall und Bildung von Molekülaggregaten, Hydrolyse, Auftreten neuer Verbindungen und andere noch unbekannte Vorgänge innerhalb der Moleküle auf die Größe der Aktivitätskoeffizienten ausüben, viel stärker als die möglichen Änderungen im Absorptionsspektrum. Indes würde uns die Behandlung dieser Fragen, an deren Lösung in neuerer Zeit namentlich Th. St. Patterson [2]) und Chr. Winther [3]) in umfangreichem Maße gearbeitet haben [4]), zu weit führen.

III. Der zirkulare Dichroismus.

Die Drude'schen Gleichungen für die Lichtbewegung in aktiven Körpern ergeben, daß die beiden in einer Richtung fortschreitenden zirkular polarisierten Wellen außer verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten auch verschiedene Absorptionskoeffizienten besitzen. Merkliche Werte nimmt die Differenz der Absorptionsindizes allerdings nur in der Nähe der Eigenperioden an. Ist der Absorptionsstreifen breit, so ergibt die Theorie geringere Verschiedenheit der Absorptionskoeffizienten. Der zirkulare Dichroismus ist dann gering im Verhältnis zur Gesamtabsorption. Dagegen werden bei scharfen Absorptionsstreifen, wenn sie der Eigenperiode einer aktiven Ionengattung entsprechen, die beiden zirkularen Wellen sehr ungleich stark absorbiert. Diese Folgerungen haben sich durchweg durch Beobachtungen bestätigt. A. Cotton [5]) hat den zirkularen Dichroismus an den Lösungen von Kupfer- und Chromtartrat in Kalilauge, L. B. Olmstead [6]) an Lösungen, die neben Chrom, Kupfer, Kobalt

[1]) L. Tschugaeff u. A. Ogorodnikoff, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 79, 1912, S. 471—480.

[2]) Th. St. Patterson, J. Chem. Soc., Bd. 93, 1908, S. 1836—1857; ders. und A. Henderson u. F. W. Fairlie, J. Chem. Soc., Bd. 91, 1907, S. 1838—1846; ders. und D. Thomson, J. Chem. Soc., Bd. 93, 1908, S. 355—371; ders. u. D. P. McDonald, J. Chem. Soc., Bd. 93, 1908, S. 936—945; Bd. 95, 1909, S. 321—327.

[3]) Chr. Winther, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 55, 1906, S. 257—281; Bd. 56, 1906, S. 703—718; Bd. 60, 1907, S. 563—589, 590—625, 641—684, 685—705.

[4]) Vgl. ferner A. Piutti u. G. Magli, Gazz. chim., Bd. 36 (2), 1906, S. 738—781. J. Chim. phys., Bd. 5, 1907, S. 557—573. — Fr. L. Shinn, J. phys. Chem., Bd. 11, 1907, S. 201—224. — O. Scheuer, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 72, 1910, S. 513—608.

[5]) A. Cotton, C. R., Bd. 153, 1911, S. 245—247.

[6]) L. B. Olmstead, Phys. Rev., Bd. 35, 1912, S. 31—46.

oder Mangan noch Weinsäure, Milchsäure oder Apfelsäure enthielten, festgestellt. M. F. McDowell [1]) fand das Vorhandensein ungleicher Absorption überall an einigermaßen merkliche anomale Rotationsdispersion geknüpft. Besonders auffallende Erscheinungen wurden an flüssigen Kristallen beobachtet. Neben den allgemeineren Untersuchungen von D. Vorländer [2]) und M. E. Huth seien besonders die Beobachtungen von F. Stumpf [3]) und K. Försterling [4]) am p-Cyanbenzalaminozimtsäure - act. - amylester erwähnt. Der Dichroismus in nächster Umgebung des Absorptionsstreifens im Gelb ist hier so stark, daß selbst nach Passieren sehr kleiner Schichtdicken merklich zirkulares Licht austritt. Ähnliche Beobachtungen hat F. Giesel [5]) an flüssigen Kristallen der Cholesterinester gemacht. Auf den Zusammenhang des zirkularen Dichroismus mit den Eigenfrequenzen werden wir von den magneto-optischen Erscheinungen aus noch näher zurückkommen.

IV. Das allgemeine Gesetz der Lichtfortpflanzung und Polarisation für anisotrope aktive Medien.

Eine allgemeine Darstellung der Gesetze der Lichtfortpflanzung und Polarisation für absorbierende anisotrope aktive Medien auf elektronentheoretischer Grundlage gibt es bisher noch nicht. Schon der Ansatz für absorbierende einachsige aktive Körper [6]) führt rechnerisch und anschaulich zu so komplizierten Verhältnissen, daß wir hier auf die Einzelheiten der mathematischen Formulierung dieser Gesetze nicht eingehen können.

Zweckmäßig unterscheiden wir im Spektrum eines aktiven Körpers zwei Bereiche: 1. die „durchsichtigen“ Gebiete, in denen keine Absorption und kein Dichroismus merklich auftritt, 2. die Umgebung der Absorptionsgebiete. In Wirklichkeit besteht natürlich ein allmählicher Übergang zwischen den beiden hier unterschiedenen Bereichen im Spektrum.

1. Die Differentialgleichungen für die Lichtbewegung in durchsichtigen aktiven Medien sind auf elektromagnetischer Grundlage von W. Gibbs, W. Voigt und P. Drude entwickelt worden. Eine ausführliche Darstellung findet sich in F. Pockels' [7]) Lehrbuch.

---

[1]) M. F. McDowell, Phys. Rev., Bd. 20, 1905, S. 163—172.

[2]) D. Vorländer u. M. E. Huth, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 75, 1911, S. 641 bis 650.

[3]) F. Stumpf, Phys. Zeitschr., Bd. 11, 1910, S. 780—784.

[4]) K. Försterling, Gött. Nachr., 1912, S. 237.

[5]) F. Giesel, Phys. Zeitschr., Bd. 11, 1910, S. 192, 193.

[6]) K. Försterling, Gött. Nachr., 1912, S. 217—239.

[7]) F. Pockels, Lehrbuch der Kristalloptik, Leipzig u. Berlin 1906, S. 319—335.

Im Unterricht über physikalische Kristallographie wird, soweit wenigstens hierin die Fresnel'schen Gesetze für inaktive Kristalle bereits eingehender behandelt wurden, auch eine einfache mathematische Formulierung der Gesetze für aktive Kristalle Interesse beanspruchen. Ohne auf die Differentialgleichungen der elektromagnetischen Lichttheorie einzugehen, hat H. Joachim[1]) diese Gesetze aus dem Fresnel'schen Gesetz hergeleitet auf Grund der Annahme, daß sich die gewöhnliche Doppelbrechung mit gradliniger Polarisation und die Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation hinsichtlich ihrer Wirkung superponieren. Dieses Superpositionsverfahren wurde bereits von Briot vorgeschlagen und von G. Gouy und O. Wiener benutzt: Man denke sich in einem inaktiven Kristall mit den Hauptlichtgeschwindigkeiten a, b, c in jeder Richtung außer der gradlinigen Doppelbrechung G mit dem Gangunterschiede γ noch eine zirkulare Doppelbrechung Z mit dem Gangunterschiede ζ vorhanden. Ist $Z = 0$, so gilt das Fresnel'sche Gesetz für inaktive Kristalle: In einer Richtung, die mit den optischen Achsen die Winkel φ_1 und φ_2 bildet, sind die Geschwindigkeiten v_1 und v_2 eines gradlinig senkrecht zueinander polarisierten Wellenpaares bestimmt durch:

$$\begin{aligned} v_1^2 &= \tfrac{1}{2}\left[a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos(\varphi_1 - \varphi_2)\right] \\ v_2^2 &= \tfrac{1}{2}\left[a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos(\varphi_1 + \varphi_2)\right] \end{aligned} \tag{7}$$

und der Gangunterschied beider Wellen ist

$$\gamma = \frac{(a^2 - c^2)\sin\varphi_1 \sin\varphi_2}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)} \tag{8}$$

Supperponiert sich noch die zirkulare Doppelbrechung Z, so nehmen die beiden Wellen entgegengesetzt elliptische Polarisationszustände an. Ihre Hauptachsen fallen nach einem von G. Gouy abgeleiteten Satze mit den Polarisationsrichtungen der ursprünglich gradlinig polarisierten Wellen zusammen und die Schwingungsellipsen haben das Achsenverhältnis

$$A = -\frac{\gamma}{\zeta} + \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\zeta}\right)^2} \tag{9}$$

Ferner ist der Gangunterschied Γ der beiden entgegengesetzt elliptisch polarisierten Wellen mit den Gangunterschieden γ und ζ der gradlinigen und zirkularen Komponenten nach G. Gouy durch die Relation verbunden

$$\Gamma^2 = \gamma^2 + \zeta^2. \tag{10}$$

Mithin wird $$\Gamma = \frac{\sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2\varphi_1 \sin^2\varphi_2 + \sigma^2}}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)} \tag{11}$$

worin $\sigma = \zeta\, v_1 v_2 (v_1 + v_2)$ ist.

[1]) H. Joachim, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 21, 1906, S. 622—630.

Andererseits ist

$$\Gamma = \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} = \frac{V_1^2 - V_2^2}{V_1 V_2 (V_1 + V_2)}, \qquad 12)$$

wenn V_1 und V_2 die Geschwindigkeiten der elliptisch polarisierten Wellen bedeuten. Ist, wie gewöhnlich bei festen aktiven Kristallen die zirkulare Doppelbrechung Z so gering, daß die Änderungen der mittleren Geschwindigkeiten und der mittleren Brechungsindizes gegen diese Größen selbst vernachlässigt werden können, so wird

$$\begin{gathered} V_1 + V_2 = v_1 + v_2 \\ \frac{1}{V_1} + \frac{1}{V_2} = \frac{1}{v_1} + \frac{1}{v_2} \end{gathered} \qquad 13)$$

Mit demselben Grade der Annäherung folgt aus 12 und 13:

$$\begin{gathered} V_1^2 - V_2^2 = v_1 v_2 (v_1 + v_2)\Gamma \\ V_1^2 + V_2^2 = v_1^2 + v_2^2 \end{gathered} \qquad 14)$$

Unter Berücksichtigung von 11 und 7 erhält man mithin für die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten

$$\begin{aligned} V_1^2 = \tfrac{1}{2}[a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos\varphi_1\cos\varphi_2 + \\ + \sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2\varphi_1 \sin^2\varphi_2 + \sigma^2}] \\ V_2^2 = \tfrac{1}{2}[a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos\varphi_1\cos\varphi_2 - \\ - \sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2\varphi_1 \sin^2\varphi_2 + \sigma^2}] \end{aligned} \qquad 15)$$

Diese Ausdrücke für die Quadrate der Lichtgeschwindigkeiten können angesehen werden als Wurzeln V^2 der in V^2 quadratischen Gleichung

$$\left[V^2 - \frac{a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos(\varphi_1 - \varphi_2)}{2}\right] \cdot \\ \cdot \left[V^2 - \frac{a^2 - c^2 + (a^2 - c^2)\cos(\varphi_1 + \varphi_2)}{2}\right] = \left(\frac{\sigma}{2}\right)^2 \qquad 16)$$

oder mit Rücksicht auf 7:

$$(V^2 - v_1^2)(V^2 - v_2^2) = \left(\frac{\sigma}{2}\right)^2 \qquad 17)$$

Diese Gleichung gibt an, wie die Wellennormalenfläche für durchsichtige aktive Kristalle durch das Vorhandensein der zirkularen Doppelbrechung gegenüber der Normalenfläche inaktiver Kristalle modifiziert ist. Die Gleichungen der Normalen- und Strahlenfläche selbst würden sehr kompliziert werden. H. C. Pocklington [1]) und W. Voigt [2]) haben die Gestalt dieser Flächen näher untersucht. Beide

---

[1]) H. C. Pocklington, Phil. Mag. (6), Bd. 2, 1901, S. 361, 365. Ann. d. Phys., Bd. 19, 1906, S. 439.

[2]) W. Voigt, Phys. Zeitschr., Bd. 6, 1905, S. 787—790. Ber. d. D. phys. Ges., Bd. 3, 1905, S. 340—346. Ann. d. Phys., Bd. 18, 1905, S. 645—694. Bd. 20, 1907, S. 108.

Flächen bestehen danach aus zwei völlig getrennten Schalen. Die beiden Schalen der Normalenfläche und die äußere Schale der Strahlenfläche besitzen keine singulären Punkte. Dagegen hat die innere Schale der Strahlenfläche in der Nähe der optischen Achsen kegelförmige Ansätze, die nach außen hin durch fast ebene Flächenstücke geschlossen werden, die ihrerseits der äußeren Schale annähernd parallel verlaufen. Aus dieser Gestalt der Flächen folgt, daß bei aktiven zweiachsigen Kristallen nur die äußere konische Refraktion, nicht aber die innere auftreten kann. Wenn trotzdem bei den Beobachtungen an zweiachsigen aktiven Kristallen zwei ganz ähnliche Lichtringe nebst Poggendorff'schem dunklen Kreis sichtbar sind wie bei inaktiven, so rührt das, wie W. Voigt dargelegt hat, daher, daß diese Lichtringe Strahlen entsprechen, deren Wellennormalen nicht völlig parallel zur optischen Achse verlaufen, sondern ihr nur sehr benachbart sind. Für solche Strahlen verhalten sich aber die Wellenflächen inaktiver und aktiver Kristalle sehr ähnlich. Ein Unterschied macht sich erst bei Einschaltung eines Analysators bemerkbar. Dann sind die konzentrischen Lichtringe bei aktiven Kristallen an Stellen, die nicht auf demselben Radius liegen, unterbrochen und zu einer Spirale deformiert. Besonders deutlich tritt diese Erscheinung an Weinsäure hervor [1]).

Für das Achsenverhältnis der beiden entgegengesetzt elliptisch polarisierten Wellen erhält man aus 9 und 10

$$A = \frac{-\gamma + \Gamma}{\zeta} = \frac{(c^2 - a^2)\sin\varphi_1 \sin\varphi_2 + \sqrt{(c^2 - a^2)^2 \sin^2\varphi_1 \sin^2\varphi_2 + \sigma^2}}{\sigma} \qquad 18)$$

Beim Austritt aus dem Kristall setzen sich diese beiden Wellen zu einer elliptisch polarisierten Welle zusammen, deren Hauptachsenrichtungen gegen die Polarisationsebene des einfallenden Lichts geneigt sind. Eine Interferenz der beiden Wellen bei ihrer Zusammensetzung zu einer Resultierenden tritt hierbei nicht ein. Vielmehr ist die Intensität der resultierenden Schwingung unabhängig von dem Gangunterschiede und gleich der Summe der Intensitäten ihrer Komponenten (G. G. Stokes).

In den von H. Joachim für die Quadrate der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten abgeleiteten Ausdrücken 15 ist eine etwaige Abhängigkeit der zirkularen Doppelbrechung und somit der Größe σ von der Fortpflanzungsrichtung nicht weiter berücksichtigt. Daß in der Tat eine solche Abhängigkeit besteht, folgt

[1]) W. Voigt, Phys. Zeitschr., Bd. 6, 1905, S. 818—820.

aus Messungen von W. Voigt[1]) am Quarz. Danach besitzen die sich senkrecht zur Hauptachse fortpflanzenden Wellen Schwingungsellipsen mit einem Achsenverhältnis von etwa $^1/_{500}$. Hieraus ergibt sich senkrecht zur Hauptachse ein etwa nur halb so starkes Drehungsvermögen wie parallel zur optischen Achse. Um diesen Erscheinungen gerecht zu werden, muß man die Gleichungen 15 für den allgemeinsten Fall der triklinen Hemiedrie durch einen zuerst von W. Gibbs[2]) aufgestellten Ansatz ergänzen, in dem ζ als quadratische Funktion der Richtungskosinus ν_1, ν_2, ν_3 der Wellennormale aufgefaßt wird:

$$\zeta = r_{11}\nu_1{}^2 + r_{22}\nu_2{}^2 + r_{33}\nu_3{}^2 + 2r_{23}\nu_2\nu_3 + 2r_{31}\nu_3\nu_1 + 2r_{12}\nu_1\nu_2 \qquad 19)$$

Die r_{hk} bedeuten Drehungskonstanten des Kristalls. Für Kristalle mit Symmetrieeigenschaften vereinfacht sich dieser Ansatz in der in F. Pockels' Lehrbuch[3]) näher ausgeführten Art.

Indem man in den Gleichungen 7—18 überall $\varphi_1 = \varphi_2$ setzt, erhält man die entsprechenden Formeln für die Lichtbewegung in optisch einachsigen aktiven Kristallen. Hierauf und auf die längst bekannte Strahlen- und Normalenfläche einachsiger und isotroper aktiver Medien brauchen wir nicht näher einzugehen.

2. In denjenigen Spektralbereichen, in welchen der Kristall bereits deutlichen Dichroismus zeigt, sind bis jetzt die Gesetze der Lichtfortpflanzung und Polarisation nur für einachsige aktive Medien bekannt. Im Gegensatz zum durchsichtigen Gebiet liegen die Schwingungsellipsen hier nicht mehr parallel und senkrecht zum Hauptschnitt[4]), sondern sind nach den theoretischen Untersuchungen von K. Försterling[5]) in entgegengesetztem Sinne aus dieser Lage herausgedreht. Bei senkrechter Inzidenz sind diese Abweichungen vom Hauptschnitt für beide Wellen, absolut gerechnet, gleich groß, und beide Ellipsen haben gleiches Achsenverhältnis. Bei schiefem Lichteinfall hingegen haben die beiden Schwingungen verschiedenes Achsenverhältnis und verschiedene Neigung der Ellipsenachsen gegen den Hauptschnitt. Beobachtungen an festen aktiven Kristallen fehlen wegen der Unzugänglichkeit der absorbierenden Gebiete. Auch Zinnober ist als Untersuchungsobjekt ungeeignet, weil infolge der ausgedehnten Absorptionsbande der Dichroismus klein ist im Vergleich zur Gesamtabsorption[6]). Hingegen stehen die Beob-

---

[1]) W. Voigt, Gött. Nachr., 1903, S. 170. Ann. d. Phys. (4), Bd. 18, 1905, S. 645 bis 695.

[2]) W. Gibbs, Am. Journ. Sc. (3), Bd. 23, 1882, S. 460.

[3]) F. Pockels, Lehrbuch d. Kristalloptik, Leipzig u. Berlin 1906, S. 314—316.

[4]) J. Walker, Phil. Mag. (6), Bd. 18, 1909, S. 195—207. Proc. Phys. Soc. London, Vol. 21, 1909, S. 548—561.

[5]) K. Försterling, Gött. Nachr., 1912, S. 217—239.

[6]) Vgl. S. 86.

achtungen von H. Stumpf [1]) an der schon mehrfach erwähnten flüssig-kristallinen Substanz im Einklang mit diesen Gesetzen.

Von Interesse ist der Rotationssinn der Wellen in der Nachbarschaft eines Absorptionsgebietes. Hierüber geben uns für isotrope Körper und für optisch anisotrope Kristalle in Richtung der optischen Achsen unsere früheren Betrachtungen über den Verlauf der anomalen Dispersionskurven Aufschluß. In diesen beiden Fällen können nur zirkularpolarisierte Wellen auftreten. Jede Welle muß deshalb ihren Rotationssinn beibehalten. Die anomale Dispersion ist dadurch verursacht, daß der reelle Teil der Differenz der Brechungsindizes sein Vorzeichen wechselt. Beim Durchgang durch diese Spektralbereiche wird demnach die rechtszirkularpolarisierte Welle bald schnellere, bald langsamere Welle sein. In dem Falle des Dispersionsverlaufes nach Schema d z. B. ist zunächst die rechtszirkulare Welle die schnellere. Für die Lichtart, bei welcher $\delta = 0$ ist, existiert nur eine reelle Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Trotzdem ist der Körper für diese Wellenlänge nicht inaktiv, sondern es pflanzen sich auch hier zwei entgegengesetzt zirkulare Wellen fort; denn es bestehen noch zwei Absorptionskoeffizienten verschiedener Größe. Jenseits dieser Lichtart ist die rechtszirkulare Welle die langsamere. Zwischen den beiden Absorptionstreifen ist diese Welle wieder die schnellere usw.

Senkrecht zur optischen Achse ist bei einem doppeltbrechenden aktiven Medium der reelle Teil der Differenz der Brechungsindizes, falls in dieser Richtung wie gewöhnlich die lineare Doppelbrechung groß ist im Vergleich zur zirkularen, im allgemeinen für alle Wellenlängen von Null verschieden. Wenn demnach in der Nachbarschaft des Absorptionsgebietes die schnellere Welle nicht immer denselben elliptischen Rotationssinn zeigt, so muß jede einzelne Welle in diesem Spektralbereiche ihren Rotationssinn mittels Durchganges durch lineare Polarisation umkehren, während der reelle Teil der Differenz der Brechungsindizes sein Vorzeichen beibehält. Dieser Vorgang findet auch für die unter größeren Neigungswinkeln gegen die optische Achse sich fortpflanzenden Wellennormalen statt, während in der Umgebung der optischen Achse der zuerst besprochene Übergang auftritt. Demnach muß die Lichtart und der Neigungswinkel der Wellennormale durch ein besonderes Verhalten ausgezeichnet sein, in welchen beide Arten des Überganges aufeinanderstoßen. Die Gleichungen für die Lichtbewegungen zeigen nun, daß in diesem Falle Brechungs- und Absorptionsindizes beider Wellen gleich werden. Hier pflanzt sich also tatsächlich nur eine Welle fort. Aber im Gegensatz zu isotropen oder inaktiven Körpern ist sie unter 45° linear zum Haupt-

[1]) H. Stumpf, Phys. Zeitschr., Bd. 11, 1910, S. 780—784.

schnitt polarisiert. Wie K. FÖRSTERLING theoretisch dargelegt hat, ist auch das Auftreten zweier singulärer Punkte möglich. Durch Beobachtungen konnte die Existenz solcher singulärer Punkte bisher noch nicht festgestellt werden. Auch an den flüssigen Kristallen von p-Cyanbenzalaminozimtsäure-akt.-amylester konnte K. FÖRSTERLING diesen merkwürdigen Punkt nicht auffinden, da er höchst wahrscheinlich weiter im Violett liegt, als es die dort für beide Strahlen auftretende annähernd gleichmäßig starke Absorption gestattet, Beobachtungen des durchgehenden Lichtes auszuführen. Dagegen zeigt diese Substanz die übrigen hier besprochenen Erscheinungen hinsichtlich des Rotationssinnes der Wellen.

V. Die Interferenzerscheinungen aktiver Medien.

Die Interferenzerscheinungen aktiver Medien im parallelstrahligen polarisierten Licht sind nach dem im vorigen Kapitel über die Schwingungszustände der beiden Wellen Gesagten ohne weiteres zu übersehen. Wir wollen uns daher eingehender nur mit den Interferenzerscheinungen im konvergenten polarisierten Licht befassen. Die zuerst von G. B. AIRY angewandte analytische Bestimmung der Helligkeit H in einem Punkte des Interferenzbildes als Funktion von Achsenverhältnis, Hauptachsenazimut und Gangunterschied ist für zweiachsige aktive Kristalle schon ziemlich kompliziert. Die geometrische Darstellung polarisierter Wellen durch Punkte der komplexen Ebene nach H. POINCARÉ führt in diesem Falle, wie H. JOACHIM[1]) gezeigt hat, viel einfacher zum Ziel. Auch die allgemeineren Fälle, in denen sich die aktive Platte zwischen elliptischem oder zirkularem Polarisator und Analysator befindet, lassen sich so verhältnismäßig leicht lösen. Speziell bei gekreuzten Polarisationsprismen werden im Interferenzbilde optisch aktiver zweiachsiger Kristalle die Kurven gleicher Helligkeit dargestellt durch

$$\overline{\mathrm{H}} = \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\left(1 - \frac{\gamma^2}{\Gamma^2}\cos^2 2\vartheta\right), \qquad 20)$$

die Kurven der Helligkeit 0 durch

$$\frac{2\Gamma}{\lambda} = \frac{2}{\lambda}\sqrt{\gamma^2 + \zeta^2} = 0,\ 2,\ 4,\ \ldots \qquad 21)$$

und die Punkte der Helligkeit 1 durch

$$\frac{2\Gamma}{\lambda} = \frac{2}{\lambda}\sqrt{\gamma^2 + \zeta^2} = 1,\ 3,\ 5\ \ldots \text{ und } \vartheta = \frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{4}, \frac{5\pi}{4}, \ldots \qquad 22)$$

[1]) H. JOACHIM, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 21, 1906, S. 583—655.

ϑ ist hierin das Hauptachsenazimut. Die Bedeutung von Γ, γ und ζ ist früher[1]) erörtert.

Bei einer Drehung des Analysators verschieben sich die Kurven geringster Helligkeit. Die Drehung, die eine Verschiebung nach wachsenden Werten des Gangunterschiedes bewirkt, gibt den Sinn des Drehungsvermögens an. Im rechts zirkular polarisierten und gradlinig analysierten Lichte sind die Kurven geringster Helligkeit links- bzw. rechtsgewundene Spiralen, wenn die Platte auf einer optischen Achse mit rechtem bzw. linkem Drehungsvermögen senkrecht steht. Im Gegensatz zu optisch einachsigen tritt für zweiachsige aktive Kristalle nur eine einfache spiralförmige Kurve auf. Im gradlinig polarisierten und rechts zirkular analysiertem Licht kehrt sich der Windungssinn der Spiralen um. Diese Erscheinungen wurden von H. Dufet[2]) für Rohrzucker und Rhamnose, von H. Hauswaldt[3]) für Rohrzucker und Weinsäure an Platten senkrecht zu einer optischen Achse photographiert. Auch zwischen gekreuzten Nicols weisen optisch zweiachsige und einachsige Kristalle einen ähnlichen Unterschied auf, wenn man zwei übereinanderliegende enantiomorphe Kristallplatten beobachtet. Die einachsigen ergeben die bekannten vierfachen Airyschen Spiralen; die zweiachsigen dagegen zeigen als Kurven geringster Helligkeit eine mehrfach gewundene Doppelspirale, wenn beide Platten in der Additionslage liegen. Der Windungssinn der Spiralen gibt in beiden Fällen den Drehungssinn der dem Polarisator zunächst liegenden Platte an.

Bekanntlich kann man die für zwei übereinanderliegende enantiomorphe Kristallplatten charakteristischen Interferenzerscheinungen auch mittels einer einzigen Platte erzeugen, wenn man eine derartige Versuchsanordnung wählt, daß jede ebene Welle nach Durchgang durch die Kristallplatte in sich selbst reflektiert wird. Bei einachsigen aktiven Kristallen verfährt man gewöhnlich so, daß man die Platte auf den Planspiegel eines geeigneten Nörrenberg'schen Polarisationsapparates legt. Es wird zwar bei dieser Anordnung jede auf den Spiegel schief einfallende Welle nicht in sich selbst, sondern nur in eine zum Spiegel symmetrische Richtung reflektiert; jedoch ist dies für eine einachsige Platte, sofern sie senkrecht zur optischen Achse geschnitten ist, unwesentlich, da die Werte der gradlinigen Doppelbrechung vor und nach der Reflexion einander gleich und die Polarisationsrichtungen im Hauptschnitt bleiben. Da-

[1]) vgl. S. 88.

[2]) H. Dufet, Journ. d. phys. (4), Vol. 3, 1904, p. 757. Bull. soc. franç. de Min., Vol. 27, 1904, p. 159, 165.

[3]) H. Hauswaldt, Interferenzerscheinungen im polarisierten Licht, photographisch aufgenommen. 3. Reihe; Magdeburg; 1907, Tafel 26—33.

gegen würden bei zweiachsigen Kristallen, von der zirkularen Doppelbrechung abgesehen, die Polarisationsrichtungen der schnelleren Wellen vor und nach der Reflexion aufeinander senkrecht stehen. Die Wirkungen der entgegengesetzt gleichen Dopelbrechungen sowohl für γ wie auch für ζ heben sich also auf. Es würde daher in jedem Punkte des Gesichtsfeldes für aktive und inaktive Kristalle die Helligkeit Null sein. Um dies zu vermeiden, muß man nach H. C. Pocklington [1]) den Spiegel in die untere Brennebene und die Kristallplatte in die obere Brennebene einer Sammellinse bringen. Dann wird jede Welle am Spiegel für den Kristall in dieselbe Fortpflanzungsrichtung zurückreflektiert. Mit Hilfe dieser Anordnung hat H. Joachim [2]) an einzelnen Rohrzuckerplatten die mehrfach gewundene Doppelspirale photographiert.

Weniger Beachtung fanden bisher die Interferenzerscheinungen von aktiven isotropen Körpern im polarisierten Licht. Im parallelen polarisierten Licht werden sich, wie sofort zu übersehen ist, die Interferenzerscheinungen hinsichtlich ihres Charakters nicht von denen senkrecht zur Achse geschnittener aktiver einachsiger Kristalle unterscheiden. Dagegen treten im konvergenten polarisierten Licht bemerkenswerte Verhältnisse ein. Zerlegen wir die aus der aktiven isotropen Platte austretende linear polarisierte Schwingung in zwei Komponenten, von denen die eine x parallel, die andere y senkrecht zum Polarisator liegt, so wird der Winkel ε, den die lineare Schwingung mit der des Polarisators bildet, gegeben durch

$$\operatorname{cotg} \varepsilon = \frac{x}{y} = \frac{\sin \eta}{A(1-\cos \eta)}, \tag{23}$$

worin η die in der Platte erlangte Phasendifferenz der beiden entgegengesetzt polarisierten Wellen und A das Achsenverhältnis ihrer Ellipsen ist. Die Wellen sind nämlich nur für senkrechte Inzidenz zirkular; bei schiefem Lichteinfall hingegen sind die beiden Wellen infolge der Intensitätsänderungen an der Grenzebene des Mediums entgegengesetzt elliptisch polarisiert. Da indessen diese Schwingungsellipsen gleichgroß sind und gleiche Orientierung haben, so ist ihre Resultierende stets eine lineare Schwingung. ε nimmt ausgezeichnete Werte an für $\eta = n\pi$, worin n die Reihe der ganzen Zahlen ist. Und zwar wird für ungerade Vielfache von π:

$$\frac{x}{y} = \frac{0}{A \cdot 2} = 0, \text{ also } \varepsilon = \frac{\pi}{2}$$

Für Gangunterschiede, die ein ungerades Vielfaches einer halben Wellenlänge betragen, liegt demnach die resultierende lineare Schwin-

[1]) H. C. Pocklington, Phil. Mag. (6), Vol. 2, 1901, S. 367.
[2]) H. Joachim, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 21, 1906, Tafel 34.

gung senkrecht zu der des Polarisators. Für gerade Vielfache von π wird

$$\frac{x}{y} = \frac{0}{A \cdot 0} = \frac{\cos \eta}{A \sin \eta} = \infty, \text{ also } \varepsilon = 0$$

Für Gangunterschiede im Betrage eines ganzen Vielfachen einer Wellenlänge liegt demnach die resultierende lineare Schwingung parallel zu der des Polarisators. Die Isotropie bedingt ferner eine konzentrische Anordnung der Interferenzergebnisse um die Plattennormale.

Mithin sind im einfarbigen konvergenten polarisierten Licht ausschließlich konzentrische dunkle Isogyren zu erwarten, die bei gekreuzten Nikols den Gangunterschieden von ganzen Vielfachen der Wellenlänge, bei parallelen Nikols aber den Gangunterschieden von ungeraden Vielfachen einer halben Wellenlänge entsprechen. Die Unterscheidung rechter und linker Aktivität erfolgt, wie oben [1]) auseinandergesetzt, am Wandern der Isogyren beim Drehen des Analysators oder an den Farbenänderungen im weißen Licht.

In den gewöhnlich benutzten Polarisationsapparaten lassen sich indes, wie P. Kaemmerer [2]) theoretisch und experimentell nachgewiesen hat, an isotropen aktiven Substanzen Unterschiede in den Interferenzerscheinungen für paralleles und konvergentes polarisiertes Licht nicht feststellen. Der Grund hierfür liegt hauptsächlich in der geringen zirkularen Doppelbrechung der natürlichen aktiven Körper. So würde z. B. für eine Natriumchloratplatte von sogar 20 mm Dicke bei gekreuzten Nikols der erste dunkle Ring im Na-Licht einer Strahlenneigung von 68°, bei parallelen Nikols einer solchen von etwa 45° im Kristall entsprechen. Diese Winkel sind jedoch bereits größer als der Grenzwinkel der Totalreflexion von Natriumchlorat gegen Luft. Aber selbst wenn man die Totalreflexion durch Anwendung stark brechender Flüssigkeiten vermeiden und Kondensor- und Objektivsystem hoher numerischer Apertur benutzen wollte, so könnte man die dunklen Ringe im konvergenten Licht infolge der notwendigen Dicke und des erheblichen Querschnittes der Platten nur in Apparaten von größeren Dimensionen als üblich beobachten. —

Da bei merklichem zirkularen Dichroismus die Schwingungsellipsen einachsiger aktiver Kristalle nicht mehr parallel und senkrecht zum Hauptschnitt liegen, so können die Interferenzbilder aktiver absorbierender einachsiger Kristalle im konvergenten polarisierten Licht statt vierzähliger nur zweizählige

---

[1]) Vgl. S. 94.

[2]) P. Kaemmerer, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 2, 1911, S. 20—29.

Symmetrie[1]) aufweisen. Die abwechselnden Quadranten der Interferenzfigur erscheinen dann, wie O. LEHMANN[2]) und P. GAUBERT[3]) an flüssigen Kristallen beobachtet haben, verschieden gefärbt.

VI. Die Reflexion des Lichtes an aktiven Medien.

Die Analogie, welche zwischen der Drehung der Polarisationsebene in natürlich aktiven Körpern und dem magneto-optischen Faraday-Effekt besteht, läßt auch für die Reflexion des Lichtes an natürlich aktiven Körpern ähnliche Erscheinungen erwarten, wie sie in der Magnetooptik als Kerr-Effekt auftreten. Versuche, die in dieser Richtung u. a. von P. DRUDE[4]) am Zinnober unternommen wurden, verliefen ergebnislos. Erst die neueren theoretischen Untersuchungen über die Reflexion des Lichtes an aktiven Körpern haben in den allerletzten Jahren Richtlinien für die Wahl günstigerer Versuchsbedingungen aufgedeckt.

Bei der Behandlung des Reflexionsproblems ist es am einfachsten, von der Reflexion des Lichtes an aktiven, isotropen, durchsichtigen Medien auszugehen. Nach den Darlegungen von P. KAEMMERER[5]) lassen sich die Erscheinungen besonders leicht diskutieren, wenn man zunächst nur die uniradiale Brechung betrachtet. Die auf das isotrope aktive Medium einfallende ebene Welle sei also so polarisiert, daß im aktiven Medium nur eine der beiden gebrochenen Wellen mit einer von Null verschiedenen Amplitude zustande kommt. Sind V die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes im Außenmedium, e der Einfallswinkel, r_1 bzw. r_2 die Brechungswinkel der gebrochenen Wellen, v_1 bzw. v_2 die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der beiden Wellen im aktiven Medium, Es und Ep die Amplitudenkomponenten des magnetischen Kraftrektors senkrecht bzw. parallel zur Einfallsebene für die einfallende Welle, Rs und Rp analog für die reflektierte Welle, so folgt aus den Grenzbedingungen der elektromagnetischen Lichttheorie für das Amplitudenverhältnis $Es_r : Ep_r$ derjenigen uniradialen einfallenden Welle, welcher im aktiven Medium das Auftreten nur der rechtszirkularen Welle entspricht:

$$\frac{Es_r}{Ep_r} = i \frac{V \cos e + v_r \cos r_r}{v_r \cos e + V \cos r_r} \qquad 24)$$

---

[1]) W. VOIGT, Verh. d. D. phys. Ges., Bd. 14, 1912, S. 649—652.
[2]) O. LEHMANN, Ann. d. Phys. (4), Bd. 18, 1905, S. 808–811.
[3]) P. GAUBERT, C. R., Bd. 154, 1912, S. 995—997.
[4]) P. DRUDE, Gött. Nachr., 1904, S. 1.
[5]) P. KAEMMERER, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 30, 1910, S. 510—548.

worin $i = \sqrt{-1}$ ist. Entsprechend ergibt sich für das Zustandekommen der uniradialen linkszirkularen Welle als Bedingung

$$\frac{Es_l}{Ep_l} = -i \frac{V \cos e + v_l \cos r_l}{v_l \cos e + V \cos r_l} \tag{25}$$

Ein solches rein imaginäres Amplitudenverhältnis von der Form $i \cdot A$, worin A eine reelle Größe ist, stellt eine elliptische Schwingung dar, deren Hauptachsen parallel und senkrecht zur Einfallsebene liegen. Wird im Spezialfalle $A = 1$, so ist die Schwingung zirkular, wird $A = 0$, so ist die Schwingung linear. Ist das Amplitudenverhältnis positiv, so wird die Ellipse im rechten Sinne, wenn negativ, im linken Sinne durchlaufen.

Für das Amplitudenverhältnis Rs : Rp der reflektierten Wellen liefern dieselben elektromagnetischen Grenzbedingungen:

$$\frac{Rs_r}{Rp_r} = i \frac{V \cos e - v_r \cos r_r}{v_r \cos e - V \cos r_r} \tag{26}$$

und

$$\frac{Rs_l}{Rp_l} = -i \frac{V \cos e - v_l \cos r_l}{v_l \cos e - V \cos r_l} \tag{27}$$

Die Deutung dieser Schwingungszustände ist dieselbe wie oben.

Angenommen, die einfallende Welle sei so polarisiert, daß im aktiven Medium nur die rechtszirkulare Welle eine von Null verschiedene Amplitude hat. Bei senkrechter Inzidenz ($e = 0$, $r_r = 0$) wird nach 24 das Verhältnis $Es_r : Ep_r = i$, und nach 26 wird $Rs_r : Rp_r = -i$. Demnach ist die einfallende uniradiale Schwingung ebenfalls rechtszirkular, die reflektierte linkszirkular. Mit zunehmendem Einfallswinkel e geht die rechtszirkulare uniradiale einfallende Welle in eine rechtselliptische, die linkszirkulare reflektierte in eine linkselliptische über. Aus den Vorzeichen der reellen Bestandteile der Gleichung 24 folgt, daß für alle Einfallswinkel $e > 0$ der Schwingungszustand der uniradialen einfallenden Welle rechtselliptisch bleibt. Mit wachsendem Einfallswinkel wird diese Ellipse gestreckter. Ihr Achsenverhältnis erreicht für streifende Inzidenz ($e = 90^0$) den Grenzwert $v_r : V$. Für die uniradiale reflektierte Welle hingegen ist nach den Vorzeichen der reellen Bestandteile in 26 die Abhängigkeit des Schwingungszustandes vom Einfallswinkel eine andere: Mit wachsendem e werden die Linksellipsen der reflektierten Welle bald langgestreckt, und für einen Einfallswinkel e_0, der bestimmt ist durch

$$\operatorname{tg} e_0 = \frac{V}{v_r} \tag{28}$$

wird $Rs_r : Rp_r = 0$; d. h. die reflektierte uniradiale Welle ist geradlinig polarisiert. Da außerdem, wie aus 26 und 28 hervorgeht, die gebrochene Wellennormale in diesem Falle senkrecht

auf der reflektierten steht ($\cos r_0 = \sin e_0$), so besteht hier eine weitgehende Analogie zum Brewster'schen Gesetz für isotrope inaktive Körper. Wird $e > e_0$, so nimmt der reelle Teil von $Rs_{\mathfrak{r}} : Rp_{\mathfrak{r}}$ positive Werte an. Die Schwingungszustände der reflektierten Welle werden demnach für solche Einfallswinkel wie die der uniradialen einfallenden Welle rechtselliptisch. Für streifende Inzidenz wird auch das Achsenverhältnis beider Wellen gleich, nämlich $V : v_{\mathfrak{r}}$. Die Hauptachsen der uniradialen Ellipsen liegen stets parallel und senkrecht zur Einfallsebene.

Entsprechend liegen die Verhältnisse, wenn man die einfallende Welle so polarisiert, daß im aktiven Medium nur die linkszirkulare Welle zustande kommt.

Mit Hilfe dieser uniradialen Amplitudenverhältnisse läßt sich nun leicht der allgemeine Fall einer beliebig polarisierten einfallenden Welle behandeln, die bei der Brechung eine rechts- und eine linkspolarisierte gleichzeitig erzeugt. Sind die Amplituden dieser einfallenden Welle Es und Ep, die der reflektierten Rs und Rp, so liefern die elektromagnetischen Grenzbedingungen

$$\begin{aligned} Rs &= \frac{Es\, Ep_{\mathfrak{l}} - Ep\, Es_{\mathfrak{l}}}{Es_{\mathfrak{r}}\, Ep_{\mathfrak{l}} - Ep_{\mathfrak{r}}\, Es_{\mathfrak{l}}} Rs_{\mathfrak{r}} + \frac{Es\, Ep_{\mathfrak{r}} - Ep\, Es_{\mathfrak{r}}}{Es_{\mathfrak{l}}\, Ep_{\mathfrak{r}} - Ep_{\mathfrak{l}}\, Es_{\mathfrak{r}}} Rs_{\mathfrak{l}} \\ Rp &= \frac{Es\, Ep_{\mathfrak{l}} - Ep\, Es_{\mathfrak{l}}}{Es_{\mathfrak{r}}\, Ep_{\mathfrak{l}} - Ep_{\mathfrak{r}}\, Es_{\mathfrak{l}}} Rp_{\mathfrak{r}} + \frac{Es\, Ep_{\mathfrak{r}} - Ep\, Es_{\mathfrak{r}}}{Es_{\mathfrak{l}}\, Ep_{\mathfrak{r}} - Ep_{\mathfrak{l}}\, Es_{\mathfrak{r}}} Rp_{\mathfrak{l}} \end{aligned} \qquad 29)$$

Daraus folgt für das Amplitudenverhältnis

$$\frac{Rs}{Rp} = \frac{i\, Es \cdot a + Ep \cdot b}{Es \cdot c + i\, Ep \cdot d} \qquad 30)$$

worin a, b, c, d einfache reelle Funktionen der uniradialen Amplituden sind. Da das Verhältnis komplex ist, so ist im allgemeinen die reflektierte Welle elliptisch polarisiert mit Hauptachsen, die gegen die Einfallsebene geneigt sind.

Für eine gegebene unter dem Winkel e einfallende Welle ist nun die Berechnung des Amplitudenverhältnisses und des Schwingungszustandes leicht auszuführen. Man bestimmt zunächst nach 24—27 für beide gebrochenen Wellen die zugehörigen einfallenden und reflektierten uniradialen Amplitudenverhältnisse und aus diesen und dem bekannten Verhältnis Es : Ep der gegebenen einfallenden Welle nach 29 und 30 den gesuchten Wert Rs : Rp.

Wir wollen noch einige besonders interessierenden Spezialfälle der Gleichung 80 betrachten. Ist Es : Ep rein imaginär, also die einfallende Schwingung elliptisch und symmetrisch zur Einfallsebene, so ist Rs : Rp ebenfalls rein imaginär und daher auch die reflektierte Welle elliptisch und symmetrisch zur Einfallsebene polarisiert. Für $Es = 0$ wird $Rs : Rp = -i\frac{b}{d}$, für $Ep = 0$ wird $Rs : Rp = i\frac{a}{c}$. Daraus

folgt: Ist die einfallende Welle linear parallel oder senkrecht zur Einfallsebene polarisiert, so ist die reflektierte Welle elliptisch polarisiert, aber ihre Hauptachsen liegen ebenfalls parallel und senkrecht zur Einfallsebene.

Von praktischer Wichtigkeit ist die Frage, welche Größenordnung der Einfluß der Aktivität auf das reflektierte Licht hat. Da bei den natürlichen isotropen aktiven Medien v_r und v_l und demgemäß für nicht sehr große Einfallswinkel e auch die Winkel r_r und r_l sehr wenig voneinander verschieden sind, so ist nach 24—27 angenähert

$$Es_r = -Es_l; \; Ep_r = Ep_l; \; Rs_r = -Rs_l; \; Rp_r = Rp_l.$$

Demnach erhält man aus 29 und 30:

$$\frac{Rs}{Rp} = \frac{Es}{Ep} \cdot \frac{Ep_r}{Es_r} \cdot \frac{Rs_r}{Rp_r} \tag{31}$$

Nach 24 und 26 ist das Produkt $\frac{Ep_r}{Es_r} \cdot \frac{Rs_r}{Rp_r}$ reell. Daher ist der Charakter des Polarisationszustandes für das reflektierte Licht lediglich durch $\frac{Es}{Ep}$ bestimmt. Bei der Reflexion bleibt also der Polarisationszustand des einfallenden Lichtes annähernd in seinem Grundcharakter erhalten. Dieses Ergebnis erklärt, warum die Versuche von Drude ohne Erfolg verlaufen mußten. Noch deutlicher geht dies aus den theoretischen Untersuchungen von K. Försterling[1]) hervor. In den beiden einfachen Spezialfällen, in denen die einfallende Welle parallel oder senkrecht zur Einfallsebene linear polarisiert ist, ergibt sich aus den Formeln von K. Försterling, daß in der reflektierten Welle die Amplitude senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichtes von der Größenordnung der halben zirkularen Doppelbrechung ist. Die festzustellende Intensität hat also die Größenordnung $\left(\frac{n_r - n_l}{2}\right)^2$. Für Quarz z. B. ist $\frac{n_r - n_l}{2} = 0{,}000\,036$, demnach $\left(\frac{n_r - n_l}{2}\right)^2 = 0{,}000\,000\,0013$. Selbst für Zinnober, der unter den bekannten festen aktiven Körpern das stärkste optische Drehungsvermögen aufweist, ist $\frac{n_r - n_l}{2} = 0{,}00033$, demnach $\left(\frac{n_r - n_l}{2}\right)^2 = 0{,}000\,0001$. Der Nachweis einer so geringen Intensität senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichtes ist aber gegenüber dem parallel zur Polarisationsebene des einfallenden Lichtes polarisierten Anteil ausgeschlossen.

---

[1]) K. Försterling, Gött. Nachr. 1908, S. 269. — Über die Reflexion des Lichts an natürlich aktiven Körpern. Diss. Göttingen 1909, S. 13, 14.

Die Voraussetzung, daß die Brechungswinkel r_r und r_l nicht sehr voneinander verschieden sind, gilt nicht mehr, sobald wir uns dem Gebiete des Grenzwinkels der Totalreflexion nähern. In diesem Bereiche werden mithin schon von vornherein andere Verhältnisse zu erwarten sein. In der Tat ergeben die theoretischen Untersuchungen von K. Försterling, daß in der Umgebung des Grenzwinkels der Totalreflexion für die Amplitude, welche senkrecht zur Polarisationsebene der geradlinig polarisierten einfallenden Welle reflektiert wird, statt $\frac{n_r - n_l}{2}$ die Wurzel $\sqrt{\frac{n_r - n_l}{2}}$ maßgebend wird. Ist das einfallende Licht parallel zur Einfallsebene polarisiert, so ist nach 29—31 und 24—27 die Amplitude der reflektierten Welle senkrecht zur Einfallsebene angenähert

$$Rs = -i \frac{\cos r_r - \cos r_l}{\cos e} Ep \tag{32}$$

Ist das einfallende Licht senkrecht zur Einfallsebene polarisiert, so wird analog die Amplitude der reflektierten Welle parallel zur Einfallsebene

$$Rp = i \frac{\cos r_r - \cos r_l}{\cos e} Es \tag{33}$$

Diese beiden Gleichungen zeigen auch, daß die Amplituden Rs bzw. Rp groß werden, wenn der Einfallswinkel e groß ist und zugleich r_r oder $r_l = 90^0$ wird. In der Umgebung des Grenzwinkels der Totalreflexion liegen also die Verhältnisse für die Beobachtung besonders günstig. Hier hat auch K. Försterling [1]) den Einfluß der Aktivität auf das reflektierte Licht am Natriumchlorat feststellen können. Interessant sind die für diese Beobachtungen benutzten Versuchsbedingungen. Die Kristallplatte wurde mit einer Flüssigkeit umgeben, deren Dispersionskurven diejenige der aktiven Platte im sichtbaren Spektrum überschnitt. Für Natriumchlorat in Anisol fand diese Überschneidung im Rot statt und konnte durch Zusatz von Xylol nach Blau getrieben werden. Der Einfallswinkel der gradlinig parallel oder senkrecht zur Einfallsebene polarisierten Welle war $e = 89^0$. Wurde das reflektierte Licht mittels eines senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichtes orientierten Analysators unter gleichzeitiger spektraler Zerlegung untersucht, so erschien an der Stelle im Spektrum, an der sich die Dispersionskurven für die Lichtbrechung überschnitten, naturgemäß eine dunkle Linie, da hier infolge der praktisch gleichen Lichtbrechung eine Reflexion nicht stattfand. Ein wenig von hier nach kürzeren

---

[1]) K. Försterling, Gött. Nachr., 1908, S. 269, 270. Diss. Göttingen, 1909, S. 32 bis 35.

Wellenlängen hin war aber die Lichtbrechung in der Flüssigkeit schon höher als im Kristall. Hier verlief eine Welle im aktiven Medium mithin streifend an der Grenzfläche, und die Amplitude senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichtes wurde hier nach 32 und 33 am größten. Im Spektrum trat infolgedessen dicht neben der dunklen Linie, ein wenig nach kürzeren Wellenlängen hin, ein ziemlich intensiver heller Streifen im Gelbrot auf. Bei Zusatz von Xylol wanderte diese Linie nach Blau hin.

Die Reflexion an anisotropen aktiven Medien ist bisher nur für den Fall einachsiger Kristalle behandelt worden [1]. Schon hier werden die allgemeineren Formeln so verwickelt, daß K. Försterling sich darauf beschränkt hat, zwei Spezialfälle näher zu untersuchen. Richtlinien für eine anschauliche und einfache Behandlung des Problems hat P. Kaemmerer [2] gegeben. Analog dem von H. Joachim angewandten Superpositionsprinzip für die Darstellung der Lichtfortpflanzung und Polarisation in aktiven anisotropen Medien [3] ließe sich auch durch Kombination der Sätze J. Mac Cullagh's über die Reflexion des Lichtes an inaktiven anisotropen Kristallen mit den von P. Kaemmerer abgeleiteten Gesetzen über die Reflexion des Lichtes an aktiven isotropen Medien ein Überblick über die Reflexionserscheinungen an aktiven anisotropen Kristallen gewinnen. Da dieser noch verhältnismäßig neuen Anregung bisher keine weiteren Arbeiten gefolgt sind, so müssen wir unsere Betrachtungen auf die beiden von K. Försterling behandelten Spezialfälle beschränken.

Auch bei den anisotropen Medien wird der Einfluß der Aktivität auf den Polarisationszustand des reflektierten Lichtes erst in der Umgebung des Grenzwinkels der Totalreflexion von meßbarem Betrage. Wenn die optische Achse eines aktiven einachsigen Kristalls in der Grenzebene der Platte und zugleich in der Einfallsebene liegt, dann erhält man dieselben Gleichungen wie für isotrope aktive Körper. Weicht die optische Achse aus der Einfallsebene ab, so werden die Ausdrücke für die reflektierten Amplituden auch in dem Falle, daß das einfallende Licht parallel oder senkrecht zur Einfallsebene polarisiert ist, nicht so leicht diskutierbar. Es nimmt dann die reflektierte Amplitude senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichts für einen Kristall mit positivem Charakter der Doppelbrechung in ungleicher Weise ab, wenn man die in der Grenzebene liegende optische Achse des Kristalls in dem einen oder anderen Sinne aus der Einfallsebene

[1] K. Försterling, Gött. Nachr., 1908, S. 269—271. Diss. Göttingen, 1909, S. 17—32.

[2] P. Kaemmerer, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 30, 1910, S. 511.

[3] Vgl. S. 88.

herausdreht. Und zwar verhalten sich hinsichtlich desjenigen Drehungssinnes, welchem die schnellere Intensitätsabnahme entspricht, rechte Kristalle umgekehrt wie linke. Bei einem aktiven Kristall mit negativem Charakter der Doppelbrechung übt der Drehungssinn auf die Intensitätsänderung keinen merklichen Einfluß aus. Man kann somit wenigstens bei positiven aktiven einachsigen Kristallen aus den Reflexionsbeobachtungen auf den Drehungssinn des Kristalls schließen.

Beobachtungen an Quarzplatten in Äthylenbromid[1]) haben diese Folgerungen bestätigt. Bei inaktiven einachsigen Kristallen hingegen ist für den Fall, daß die optische Achse in der Grenzebene und zugleich in der Einfallsebene liegt, die Amplitude der reflektierten Welle senkrecht zur Polarisationsebene des einfallenden Lichts, wie aus den Gleichungen 32 und 33 für $\mathfrak{r}_\mathfrak{r} = \mathfrak{r}_\mathfrak{l}$ folgt, stets Null. Beobachtungen von K. Försterling am Turmalin haben auch dies bestätigt.

Es ist schließlich noch von Interesse, daß die Theorie der Reflexion des Lichts an aktiven Medien auf neue Methoden zur Bestimmung der Brechungsindizes aktiver Medien führt. Diese Methoden hat P. Kaemmerer[2]) für isotrope aktive Kristalle eingehend erörtert. Eine praktische Bedeutung dürfte allerdings nur folgender Fall besitzen:

Wenn der Einfallswinkel e_0 der einfallenden uniradialen Welle die Bedingung $\operatorname{tg} e_0 = \frac{V}{v_{\mathfrak{r} \text{ bzw. } \mathfrak{l}}}$ erfüllt, so ist die reflektierte uniradiale Schwingung linear parallel zur Einfallsebene polarisiert[3]), also $Rs_\mathfrak{r} = 0$. Sind, wie es bei den natürlichen festen aktiven isotropen Kristallen der Fall ist, $v_\mathfrak{r}$ und $v_\mathfrak{l}$ nur wenig voneinander verschieden, so ist für diesen Einfallswinkel e_0 nach 31:

$$\frac{Rs}{Rp} = 0,$$

also unabhängig von den Größen Es und Ep. D. h. für den Einfallswinkel e_0 ist in den Grenzen geringer zirkularer Doppelbrechung das reflektierte Licht, unabhängig von dem Polarisationszustand des einfallenden Lichtes, parallel zur Einfallsebene polarisiert. Der Winkel e_0 stellt mithin eine Analogie zu dem Polarisationswinkel inaktiver isotroper Körper dar. Läßt man demnach natür-

[1]) K. Försterling, Gött. Nachr., 1908, S. 270, 271. Diss. Göttingen, 1909, S. 35, 36.

[2]) P. Kaemmerer, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 30, 1910, S. 516, 517, 520, 521, 523.

[3]) Vgl. S. 98.

liches Licht auf ein aktives isotropes Medium auffallen und bestimmt den Einfallswinkel e_0, bei welchem das reflektierte Licht am vollständigsten parallel zur Einfallsebene polarisiert erscheint, so gewinnt man einen mittleren, zwischen n_r und n_l gelegenen Brechungsindex $\bar{n}$ des Kristalls aus der Formel

$$\bar{n} = n' \operatorname{tg} e_0, \qquad 34)$$

wenn n' der Brechungsindex des Außenmediums ist. Diese Methode muß auch für einachsige aktive Kristalle gelten, wenn die optische Achse in der Grenzebene und zugleich in der Einfallsebene liegt.

VII. Aktivität und Strukturtheorien.

Fr. Neumann hat als erster den Satz klar ausgesprochen, daß die Symmetrien der physikalischen Eigenschaften eines Körpers durch die Symmetrie seines Aufbaues bestimmt werden. Nachdem E. Reusch gefunden hatte, daß die Interferenzerscheinungen an Quarzplatten senkrecht zur optischen Achse durch wendeltreppenartig geschichtete Glimmerblättchen nachgeahmt werden können, sieht man einen solchen Lamellenaufbau vielfach als Grund für das Zustandekommen der Aktivität namentlich derjenigen Stoffe an, die nur im festen, nicht aber im gelösten Zustande die Polarisationsebene des Lichts drehen. Hauptsächlich für Quarz wird das Vorhandensein eines solchen Aufbaues oft als wahrscheinlich angenommen, und neuerdings hat H. Copaux [1]) eine solche Struktur auch für die optisch drehende Modifikation von Natriumchlorat angegeben, indem er sie durch Schichtung von Platten der rhombischen schwach doppelbrechenden γ-Form erklärt. E. Mallard, L. Sohncke u. H. Poincaré namentlich haben die Interferenzerscheinungen von Säulen aus schwachdoppelbrechenden inaktiven Kristallamellen eingehender untersucht. Für die Glimmerkombination nach E. Reusch haben sich dabei die Biotschen Gesetze des optischen Drehungsvermögens ergeben, die, wie wir früher gesehen haben, [2]) für die meisten aktiven Substanzen innerhalb nicht zuweit ausgedehnter Spektralbereiche gelten. Doch besteht keine logische Notwendigkeit, aus dieser einen scheinbaren Bestätigung der Lamellentheorie eine entsprechende Struktur aktiver Körper zu folgern. Ein und dieselbe Erscheinung kann auf mannigfache Weise zustande kommen. Es müssen im Gegenteil gegen einen solchen Aufbau viele Bedenken geltend gemacht werden: Da die einzelnen Lamellen schon eine gewisse Doppelbrechung besitzen

[1]) H. Copaux, Bull. de la Soc. fr. de Min., Bd. 30, 1907, S. 84—92. Compt. rend., Bd. 144, 1907, S. 508—510.

[2]) Vgl. S. 78.

müssen, kämen zunächst nur solche zweiachsiger Körper in Betracht. Senkrecht zur Achse eines solchen geschraubten Lamellenpaketes stößt aber das Vorhandensein gleichmäßiger Doppelbrechung, wie sie einachsige Kristalle senkrecht zur optischen Achse aufweisen, auf Schwierigkeiten. Ferner ergibt eine solche Lamellensäule zwar für geneigt zur Achse des Paketes verlaufende Wellen elliptische Polarisationszustände wie für optisch einachsige aktive Kristalle in Richtungen, die geneigt zur optischen Achse verlaufen, aber es kann nicht das Vorhandensein elliptischer Polarisation auch senkrecht zur Achse, wie sie W. Voigt [1]) am Quarz beobachtete und auf die Existenz zirkularer Doppelbrechung auch in dieser Richtung zurückführte, genügend erklärt werden. Versuche, welche A. W. Ewell [2]) an gedrillten, die Polarisationsebene des Lichts drehenden Gelatinezylindern ausgeführt hat, haben ergeben, daß das optische Drehungsvermögen dieser Zylinder nicht von der Torsion unmittelbar, sondern von der sekundären Deformation der ursprünglich kreisförmigen Querschnitte in elliptische und von der hierdurch erzeugten Doppelbrechung herrührt. Somit erscheint zunächst der Aufbau eines Lamellenpaketes auch aus einachsigen, senkrecht zur optischen Achse liegenden Lamellen möglich, wenn man annimmt, daß diesen bei der Verdrehung durch Zugkräfte eine Doppelbrechung zuteil wird. Für diese Annahme liegt jedoch bei kristallinen Körpern kein Grund vor, da die Symmetrie der Kristallstruktur eine kontinuierliche Drillung im allgemeinen nicht zuläßt; vielmehr müßte der Verdrehungswinkel der einzelnen Lamellen im tetragonalen System 45°, im hexagonalen und rhomboedrischen 60° oder 120° betragen. Überdies würde auch für solche Lamellensysteme die Schwierigkeit hinsichtlich des Verhaltens senkrecht zur Achse bestehen bleiben. Nicht minder gilt dies für die von A. W. Ewell beobachtete Erscheinung, daß die Exzentrizität des elliptischen Querschnittes und damit die Doppelbrechung auch vom Durchmesser des ursprünglichen Kreises abhängt. Die Lamellentheorie vermag ferner nicht das für alle Richtungen gleichmäßige Drehungsvermögen der regulären Kristalle, der Flüssigkeiten und Dämpfe zu erklären. Dagegen scheint sie in manchen Fällen auf anisotrope Flüssigkeiten anwendbar zu sein. Man kann bei diesen bekanntlich die Aktivität vielfach durch Verdrehung des Deckglases hervorrufen. Die Flüssigkeit besitzt dann eine schraubenförmige Struktur, die der einer Reusch'schen Glimmersäule aus unendlich dünnen Lamellen und unendlich kleinem Verdrehungswinkel der aufeinanderfolgenden Lamellen gleicht. Im Gegensatz zu dem

---

[1]) Vgl. S. 91.

[2]) A. W. Ewell, Phys. Rev., Bd. 31, 1910, S. 607—608; Bd. 33, 1911, S. 451 und 480—491. Phys. Zeitschr., Bd. 13, 1912, S. 100—104.

Verhalten fester Kristalle ist hier eine von Ch. Mauguin[1]) am Azoxyphenetol beobachtete Erscheinung von Bedeutung: Wenn die Verdrehung der Grenzschichten 90⁰ erreicht hat, tritt eine plötzliche Umlagerung ein, derart, daß sich für einen Verdrehungswinkel größer als 90⁰ eine Schraube von entgegengesetztem Windungssinn ausbildet, so daß die Schraube die korrespondierenden Schwingungsrichtungen der Grenzschichten immer auf dem kürzesten Wege verbindet.

Die vollständige Übereinstimmung, welche die auf elektronentheoretischer Grundlage abgeleiteten Gesetze mit den beobachteten Erscheinungen der Zirkularpolarisation aufweisen, macht es sehr wahrscheinlich, daß die Voraussetzung dieser Theorie, die molekulare Dissymmetrie, auch in Wirklichkeit das Zustandekommen der Rotationspolarisation bedingt. Eine molekulare Dissymmetrie kann nun in dreierlei Weise vorhanden sein: 1. das Molekül selbst ist asymmetrisch aus seinen Atomen aufgebaut; 2. das Molekül besitzt noch Symmetrieeigenschaften, aber die Anordnung der Moleküle im Raum ist asymmetrisch; 3. die Moleküle selbst und ihre Anordnung sind asymmetrisch.

1. Nach L. Pasteur ist bei allen Körpern, die im kristallinen und amorphen oder gelösten Zustande gleichzeitig aktiv sind, das Molekül asymmetrisch aus seinen Atomen aufgebaut. Die Annahme asymmetrischer Moleküle wird in noch höherem Maße zur Notwendigkeit, wenn man die natürliche Drehung der Polarisationsebene an Dämpfen, die eine dem normalen Molekulargewicht entsprechende Dichte besitzen, erklären will; denn hier bestehen nach der kinetischen Gastheorie die regellos durcheinander fliegenden Gebilde aus einzelnen Molekülen; es kann daher von einer bestimmten molekularen Gruppierung nicht die Rede sein. Speziellere Annahmen über die Asymmetrie des Moleküls konnten erst nach Entwicklung der chemischen Strukturformeln auf der von J. H. van't Hoff und J. A. le Bel geschaffenen stereochemischen Grundlage erfolgen. Der stereochemischen Raumformel kann man die Asymmetrie des Moleküls von vornherein ansehen. Der häufigste Fall molekularer Asymmetrie ist der eines asymmetrischen, an vier verschiedene Radikale gebundenen Kohlenstoffatoms. Die Radikale sind im Raum so verteilt, daß sie die vier Ecken eines regulären Tetraeders bilden, während das C-Atom im Mittelpunkt des Tetraeders sitzt. Den beiden möglichen Anordnungen der vier Radikalen, die sich wie Bild und Spiegelbild zueinander verhalten, entspricht das Auftreten von zwei Spiegelbildisomeren, welche die Polarisationsebene des Lichts im entgegengesetzten Sinne drehen. Bei Verbindungen, die zwei oder

---

[1]) Ch. Mauguin, Compt. rend., Bd. 151, 1910, S. 1141—1144. Bull. soc. min., Bd. 34, 1911, S. 71—117. Phys. Zeitschr., Bd. 12, 1911, S. 1011—1015.

mehrere asymmetrische C-Atome enthalten, werden die Isomeriefälle entsprechend zahlreicher. Es können dann durch intramolekulare Kompensation auch inaktive Verbindungen auftreten. Die Aktivität ist nicht ausschließlich an das Vorhandensein eines asymmetrischen Atoms geknüpft; das wesentliche ist, daß die Konfiguration des ganzen Moleküls asymmetrisch ist.[1])

Außer dem C-Atom können auch andere Elementaratome das Zentrum eines asymmetrischen Moleküls bilden. Es ist gelungen Verbindungen[2]) von vierwertigem Schwefel, Selen, Silizium, Zinn und von fünfwertigem Stickstoff in ihre optischen Antipoden zu spalten. Bei Elementen mit höherer Wertigkeit ist erst recht die Möglichkeit asymmetrischer Moleküle wahrscheinlich, wenn auch die Wahl räumlicher Formelbilder hier zunächst noch ziemlich willkürlich erscheint. Ein glänzender Beweis der Annahme, daß Stoffe mit fehlender molekularer Symmetrie in optisch-aktive Antipoden gespalten werden können, ist A. Werner[3]) an anorganischen Komplexverbindungen von Kobalt, Chrom, Rhodium und Eisen gelungen. Als Strukturbild dieser Moleküle nimmt A. Werner ein Oktaeder an, in dessen Mitte das Metallatom und in dessen sechs Ecken die sechs Gruppen des Metallkomplexes sitzen. Die zwanglose Erklärung der Isomerieerscheinungen an diesen komplexen Salzen erfordert außer der Existenz der Hauptvalenzen, die für das Zustandekommen der Verbindungen erster Ordnung maßgebend sind, noch die Annahme von Nebenvalenzen, unter deren Einwirkung die für sich existenzfähigen Moleküle der Verbindungen erster Ordnung zu Verbindungen höherer Ordnung vereinigt werden. Das auf dieser Grundlage abgeleitete Strukturbild bezeichnet A. Werner als Koordinationsformel der Substanz und die Gesamtzahl der Atome, die durch Haupt- und Nebenvalenzen mit dem Zentralatom in direkter Bindung stehen, als Koordinationszahl. Die Werner'sche Koordinationslehre dient in neuerer Zeit erfolgreich als Ausgangspunkt systematischer Untersuchungen und wird uns höchstwahrscheinlich neue Aufschlüsse über die Vorgänge innerhalb eines einzelnen Moleküls bringen.

Im kristallinen Zustande können Verbindungen mit asymmetrischem Zentralatom nur in solchen Symmetriegruppen auftreten, in welchen gewendete Formen möglich sind. Diese Gruppen sind sämtlich azentrisch und besitzen keine Symmetrieebene, weder eine solche

---

[1]) W. H. Perkin, W. J. Pope, O. Wallach, Proc. Chem. Soc., Bd. 26, 1909, S. 83—85.

[2]) M. Scholtz, Samml. chem. u. chem.-techn. Vorträge, Bd. 11, 1907, S. 441—480. (Enke, Stuttgart.)

[3]) A. Werner, Neuere Anschauungen auf dem Gebiete der anorganischen Chemie, Braunschweig 1913, namentlich S. 360—370 und 51—63.

einfacher noch zusammengesetzter Art. Bekanntlich sind das folgende elf Symmetriegruppen:

1. Asymmetrische Gruppe, triklin
2. sphenoidische „ , monoklin
3. rhombisch-bisphenoidische Gruppe, rhombisch
4. tetragonal-pyramidale „ } tetragonal
5. tetragonal-trapezoedrische „ } tetragonal
6. trigonal-pyramidale „ } hexagonal
7. trigonal-trapezoedrische „ } hexagonal
8. hexagonal-pyramidale „ } hexagonal
9. hexagonal-trapezoedrische „ } hexagonal
10. tetraedrisch-pentagondodekaedrische Gruppe } regulär.
11. pentagon-ikositetraedrische „ } regulär.

2. Wenn eine Substanz nur im kristallisierten Zustande optisches Drehungsvermögen besitzt, so muß die Aktivität mit der Kristallstruktur in Zusammenhang stehen. Jeder physikalische Vorgang ist aber seiner Art nach nur indirekt eine Folge der Kristallstruktur, insofern als er lediglich durch die innerhalb des Kristalls wirkenden molekularen Kräfte bestimmt wird. Die Gesetzmäßigkeiten dieser molekularen Kräfte gestatten aber weder einen eindeutigen Schluß auf die Kristallstruktur, noch wissen wir überhaupt etwas Sicheres über diese Kräfte und ihren Zusammenhang mit der Struktur. Die verschiedenen Strukturtheorien können daher, wie W. Voigt[1]) treffend sagt, „nur als ein Versuch gelten, Bilder von der Konstitution der kristallisierten Substanz zu konstruieren und den Nachweis zu erbringen, daß bei Einführung gewisser Vorstellungen über die den Kristall konstituierenden Korpuskeln sich räumliche Anordnungen derselben finden lassen, welche genau den 32 Symmetriegruppen entsprechen". Doch können auch derartige Kristallmodelle eine ähnliche nutzbringende Bedeutung haben, wie sie die Raummodelle der asymmetrischen Moleküle für die Entwicklung der Stereochemie gezeitigt haben. Es erscheint naheliegend, die durch die Kristallstruktur bedingte Aktivität auf analoge Raummodelle asymmetrischer Kristallbausteine zurückzuführen. Wir werden daher vom Standpunkte der Aktivität solche Strukturtheorien bevorzugen, welche als Strukturelemente keine hochsymmetrischen kugelförmigen Partikeln bevorzugen, sondern von Bausteinen niederer Symmetrie ausgehen. Im Gegensatz zu den Punktsystemen von Chr. Wiener, L. Sohncke, E. v. Fedorow, A. Schoenflies werden wir daher der alten erweiterten Raumgittertheorie von A. Bravais[2]) erhöhtes Interesse zu-

[1]) W. Voigt, Lehrbuch der Kristallphysik, Leipzig u. Berlin 1910, S. 110—111.

[2]) J. Beckenkamp, Statische und kinetische Kristalltheorien, 1. Teil, Berlin 1913, S. 132—139. — W. Voigt, Lehrbuch der Kristallphysik, Leipzig u. Berlin 1910, S. 111—119.

wenden. Die erweiterten Raumgitter gehen aus den 14 einfachen Punktgittern dadurch hervor, daß die Gitterpunkte durch Elementarmassen ersetzt werden, die sowohl untereinander parallel als auch mit ihren etwaigen Symmetrieelementen parallel zu den entsprechenden des Punktgitters angeordnet sind. Die Symmetrie dieser Elementarmassen ist geringer oder höchstens gleich der eines einfachen Punktgitters. Die dem Punktgitter und den Elementarmassen gemeinsamen Symmetrieelemente bleiben allein dem Raumgitter erhalten. Die Aktivität ist demnach auf Asymmetrie der Elementarmassen, die wir als „Kristallmoleküle" bezeichnen können, zurückgeführt. Im Gegensatz hierzu sind die alternierenden Molekelgitter von E. SOMMERFELDT [1]) nur als eine Weiterbildung der Punktsysteme L. SOHNCKE's anzusehen, indem versucht wird, durch Einführung eines niedriger symmetrischen Formenelementes, z. B. von Stäbchen an Stelle der Punkte, diese Gitter auch für die Erklärung der Aktivität in Kristallgruppen niederer Symmetrie geeignet zu machen. Mit eigentlichen Molekülen haben diese Gitterelemente nichts zu tun. Zu Strukturanschauungen, welche denen A. BRAVAIS' nahe verwandt sind, gelangte von anderem Ausgangspunkte J. BECKENKAMP. [2]) Er ordnet in den Schnittpunkten der Gitter Molekülgruppen an, die der Symmetrie des Kristalls entsprechen. Jede solche Molekülgruppe bildet ein „Kristallmolekül" und besteht aus einer oder mehrerer Gruppen gleicher oder verschiedener chemischer Moleküle. Die Asymmetrie des Kristallmoleküls wird durch die asymmetrische Anordnung der kleineren Einheiten innerhalb des Kristallmoleküls bedingt. Dagegen liegen die Kristallmoleküle im Raume sämtlich einander parallel. Ein solches asymmetrisches Kristallmolekül scheint mir eine weitgehende Analogie zu dem aus Atomen aufgebauten asymmetrischen chemischen Molekül der Stereochemie zu bilden. Nach den Strukturhypothesen von A. BRAVAIS und J. BECKENKAMP erscheint demnach die Aktivität schon durch die asymmetrische Konstitution eines einzigen Bausteines des Kristalls bedingt, während die Schraubensysteme L. SOHNCKE's zur Erklärung der Aktivität einer asymmetrischen Gruppierung einer Anzahl von Bausteinen bedürfen. Von diesem Gesichtspunkte aus sind daher die beiden genannten Strukturtheorien einfacher und anschaulicher.

Die Körper, deren Aktivität durch eine asymmetrische Gruppierung der Moleküle im Raum bedingt ist, können außer in den elf

---

[1]) E. SOMMERFELDT, Geom. Kristallographie, Leipzig 1906. Phys. Kristallographie, Leipzig 1907.

[2]) J. BECKENKAMP, Statische und kinetische Kristalltheorien, Berlin 1913, 1. Teil, Zeitschr. f. Krist., Bd. 47, 1910, S. 40—48. Ann. d. Phys., Bd. 39, 1912, S. 346.

enantiomorphen Gruppen noch in folgenden vier azentrischen Gruppen auftreten:

12. Domatische Gruppe, monoklin,
13. Rhombisch-pyramidale Gruppe, rhombisch,
14. tetragonal-bisphenoidische „ } tetragonal.
15. tetragonal-skalenoedrische „ }

Diese vier Gruppen besitzen bereits Symmetrieelemente, welche den gewendeten Formen fremd sind: 12 und 13 eine Symmetrieebene, 14 und 15 eine Spiegeldrehungsachse. Da diese Symmetrieelemente mit der Existenz eines einzelnen asymmetrischen Moleküls unvereinbar sind, so muß ein Kristall dieser vier Gruppen beim Übergang in den amorphen oder gelösten Zustand seine Aktivität stets verlieren. Bei den Kristallen der elf enantiomorphen Gruppen tritt dies dagegen nur dann ein, wenn die Aktivität im kristallinen Zustande nur durch die Asymmetrie des Kristallmoleküls, nicht des chemischen Moleküls bedingt ist. In den Gruppen 12—15 ist ferner optisches Drehungsvermögen nur in solchen Richtungen zu erwarten, für welche es die vorhandenen Symmetrieelemente nicht ausschließen. [1])

Ein Beispiel für aktive Kristalle der domatischen Gruppe scheint nach den Beobachtungen von E. Sommerfeldt [2]) die als Polymerisationsprodukt des Mesityloxydoxalsäuremethylesters bezeichnete Verbindung $C_9H_{12}O_4$ zu sein. Die Symmetrieebene ist zugleich Ebene der optischen Achsen. An einer zur ersten Mittellinie senkrechten Platte fehlt in der Normalstellung zwischen gekreuzten Nicols der zur Achsenebene senkrechte dunkle Balken. W. Voigt [3]) hat das Verhalten dieser Substanz besprochen und es zweifelhaft gelassen, ob diesen Erscheinungen nicht eher ein Zwillingsphänomen zugrunde liegt.

3. Bei kristallisierten Körpern tritt schließlich die Möglichkeit einer Kombination beider asymmetrischer Strukturarten auf: Es sind sowohl die Atome im Molekül, wie die Moleküle im Raum asymmetrisch angeordnet. Ein solcher Körper wird bei seiner Auflösung oder Schmelzung eine Änderung im Betrage seiner Aktivität zeigen. Und zwar kann sein Drehungsvermögen größer oder kleiner, desselben oder entgegengesetzten Sinnes werden, je nachdem die beiden Arten der Asymmetrie im kristallinen Zustande sich in ihrer Wirkung addiert oder subtrahiert haben. Beispiele hierfür sind seit langem bekannt. Wenn der Asymmetrie des einzelnen Moleküls und derjenigen der Kristallstruktur gleich großes aber entgegen-

[1]) W. W. Karandejeff, Bull. d. l'Acad. I d. Sc. de St. Pétersburg, Nr. 11, 1907, S. 331—334. W. Voigt, Phys. Zeitschr., Bd. 7, 1906, S. 267—269.

[2]) E. Sommerfeldt, Physik. Zeitschr., Bd. 7, 1906, S. 207—208, 266, 390—392. N. Jahrb. f. Min., Bd. 1, 1908, S. 58—62.

[3]) W. Voigt, Phys. Zeitschr., Bd. 7, 1906, S. 267—269.

gesetztes Drehungsvermögen entspricht, so ist der Körper im kristallinen Zustande inaktiv, dagegen besitzt er nach Zerstörung der Kristallstruktur Aktivität. Eine solche Substanz scheint Patschoulialkohol $C_{15}H_{26}O$ zu sein, welcher im festen Zustande nach den Beobachtungen von Montgolfier, Des Cloizeaux und C. Blass [1]) nicht aktiv erscheint, hingegen im geschmolzenen Zustande aktiv ist.

Die enantiomorphen Modifikationen eines Körpers können sich physikalisch und chemisch nur in ihrem Verhalten gegen unsymmetrisch wirkende Agenzien unterscheiden. Die Erklärung der vielfach, z. B. auch am Quarz [2]) beobachteten Unterschiede der Lösungsgeschwindigkeit bietet daher Schwierigkeiten. H. Copaux [3]) führt diese Verschiedenheiten darauf zurück, daß die betreffenden Antipoden im Verhältnis der Dimorphie zueinander stehen. E. Sommerfeldt [4]) erklärt dieses Verhalten mit Unterschieden in der Flächendichte enantiomorpher Kristalle.

Von den asymmetrischen Agenzien ist auch zirkularpolarisiertes Licht, [5]) sowie die gleichzeitige Einwirkung eines elektrostatischen und eines Magnetfeldes [6]) für die Spaltung von Razemverbindungen nutzbar zu machen versucht worden, jedoch ohne Erfolg.

Andere wenig geklärte Erscheinungen, die mit der Aktivität in Zusammenhang stehen, sind ferner die Sphärolithe mit schraubförmig gedrillten Fasern. Nach F. Wallerant [7]) entstehen solche Gebilde, wenn eine inaktive Substanz und eine aktive zusammen aus dem Schmelzfluß erstarren oder wenn die beiden Substanzen in meroedrischen Formen gleicher Art kristallisieren. Nach M. P. Gaubert [8]) tritt ein solcher Aufbau auch bei sehr langsamer Entglasung aktiver Substanzen oder bei der Kristallisation aus einer verdunstenden Lösung ein.

Einen tieferen Einblick in das Wesen der Aktivität haben uns die Untersuchungen auf magneto-optischem Gebiete gebracht. Wir können hier nur das Wesentlichste dieser Erscheinungen kurz streifen und müssen bezüglich der komplizierteren Phänomene sowie der mathematischen Theorien auf das Lehrbuch von W. Voigt [9])

---

[1]) C. Blass, Zeitschr. f. Krist., Bd. 48, 1911, S. 26.

[2]) H. Schneiderhöhn, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1912, S. 17.

[3]) H. Copaux, Bull. soc. min., Bd. 33, 1910, S. 162—173. Compt. rend., Bd. 150, 1910, S. 475—477.

[4]) E. Sommerfeldt, Tschermak's min.-petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 353. — St. Kreutz, Zeitschr. f. Krist., Bd. 51, 1913, S. 236—244.

[5]) A. Byk, Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 49, 1904, S. 641—687. — A. Cotton, Journ. chim. phys., Bd. 7, 1909, S. 81—96.

[6]) Ph. A. Guye u. G. Drouyinine, Journ. chim. phys., Bd. 7, 1909, S. 97—100.

[7]) F. Wallerant, Compt. rend., Bd. 143, 1906, S. 555—557 und S. 1169—1170. Bull. soc. min., Bd. 30, 1907, S. 43—60.

[8]) M. P. Gaubert, Bull. soc. min., Bd. 36, 1913, S. 45—64.

[9]) W. Voigt, Magneto- und Elektrooptik, Leipzig 1908, namentlich S. 1—261.

sowie auf die neuesten Arbeiten namentlich von J. Becquerel [1]) und H. du Bois und G. J. Elias [2]) verweisen.

Die allgemein elliptische Bewegung eines elektrisch geladenen Elementarpartikelchens, welches nach der Theorie von H. A. Lorentz im Molekül um eine Gleichgewichtslage schwingt, kann man in drei Komponenten zerlegen, in eine lineare und zwei entgegengesetzt zirkulare senkrecht hierzu. Wenn die Kraftlinien des magnetischen Feldes parallel zu der linear polarisierten Komponente verlaufen, so beeinflußt das Feld nur die beiden zirkularen Komponenten. Je nach dem Vorzeichen der Ladung dieser Komponenten und dem Drehungssinn ihrer Bewegung werden die schwingenden Elementarteilchen von der Gleichgewichtslage fort- oder zu ihr hingedrängt und erleiden dadurch eine Vergrößerung oder Verkleinerung der Frequenz. Das Magnetfeld zerlegt demnach die eine ursprüngliche Frequenz in drei verschiedene. Bei „longitudinaler“ Beobachtung (parallel den Kraftlinien) sind nur die beiden zirkularen Schwingungen wirksam. Eine Absorptionslinie spaltet sich also im Magnetfeld bei longitudinaler Beobachtung in eine Doppellinie. In dem einen Absorptionsstreifen wird dann linkszirkulares Licht stärker absorbiert, in dem anderen rechtszirkulares. Diesen schon von W. Thomson [3]) vorhergesagten Effekt hat zuerst P. Zeeman [4]) wirklich beobachtet. Der einfache longitudinale inverse Zeemaneffekt ist nicht nur eine vollkommene Erklärung für die schon von Faraday im durchsichtigen Gebiet beobachtete Tatsache, daß isotrope inaktive Körper im Magnetfeld bei longitudinaler Beobachtung Rotationspolarisation aufweisen, sondern ergänzt auch unser Wissen über das Wesen der natürlichen Aktivität. Die magnetische und natürliche Aktivität zeigen nämlich in weitgehender Übereinstimmung Erscheinungen gleichen Charakters. Wenn auch die von G. Wiedemann behauptete Proportionalität zwischen beiden Aktivitäten, wie neuere Untersuchungen [5]) erwiesen haben, nicht

---

[1]) J. Becquerel, zahlreiche Arbeiten namentlich in den Compt. rend., Bd. 142 bis 149.

[2]) H. du Bois u. G. J. Elias, Ann. d. Phys., Bd. 35, 1911, S. 299—346 und 617—678. Verh. d. Deutsch. Phys. Ges., Bd. 10, 1908, S. 869—876; Bd. 11, 1909, S. 207—210; Bd. 13, 1911, S. 345—352. Versl. K. Ak. van Wet., Bd. 16, 1908, S. 749 bis 755 und 878—889. Arch. Nèerl. (III. A.), Bd. 1, 1912, S. 209—230.

[3]) W. Thomson, Proc. Roy. soc., Bd. 8, 1856, S. 150—158.

[4]) P. Zeeman, Phil. Mag. (5), Bd. 44, 1897, S. 255.

[5]) J. A. Dish, Dissert., Freiburg 1903, 50 Seiten. — T. Martin Lowry, Chem. News, Bd. 100, 1909, S. 150. — E. Darmois, Ann. chim. phys. (8), Bd. 22, 1911, S. 247—281 und 495—590. — Für Quarz besteht Proportionalität zwischen beiden Drehungen. Für Rohrzucker ist insofern eine weitergehende qualitative Übereinstimmung beider Drehungen vorhanden, als das natürliche und magnetische Drehungsvermögen in Richtung der beiden optischen Achsen entgegengesetztes Vorzeichen besitzt: W. Voigt, Phys. Zeitschr., Bd. 9, 1908, S. 585—590.

vorhanden ist, so trägt doch der Verlauf der Dispersionskurven für die magnetische Drehung in Spektralbereichen, die in größerer Entfernung von den Eigenfrequenzen liegen, auch für das nach dem Ultraviolett und Ultrarot ausgedehnte Spektrum [1]) denselben Charakter wie die natürliche Aktivität in Schema a auf S. 81. Was den Sinn der Drehung zu beiden Seiten eines Absorptionsstreifens betrifft, so sind im Gegensatz zur natürlichen Drehung auch Fälle beobachtet worden, in denen die Drehung unmittelbar zu beiden Seiten eines Absorptionsstreifens dasselbe Vorzeichen hat. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß dieses Verhalten darauf zurückzuführen ist, daß der anscheinend einfache Absorptionsstreifen aus mehreren, durch unsere spektroskopischen Hilfsmittel nicht mehr trennbaren, zusammengesetzt ist. Die Aufspaltung der Absorptionslinien beträgt nämlich selbst in sehr starken Magnetfeldern nur einige Milliontel μ. Die daraus resultierende Drehung der Polarisationsebene beträgt in größerer Entfernung von den Eigenfrequenzen bei einer Schichtdicke von 1 mm für feste und flüssige Körper nur wenige Zehntelgrade, für Gase nur Bruchteile von Zehntelminuten. In der Nähe der Eigenfrequenzen hingegen steigt der Drehungswinkel wie bei natürlich aktiven Körpern zu enormen Werten an. Das normale Zeeman'sche Duplet zeigt in der Nachbarschaft der beiden zusammengehörigen Eigenfrequenzen hinsichtlich der Rotationsdispersion die Typen d—g zweier Absorptionsstreifen mit Aktivitätskoeffizienten entgegengesetzten Vorzeichens. Auf einen Unterschied zwischen natürlicher und magnetischer Aktivität muß noch hingewiesen werden: Wenn ein Beobachter die auf ihn zulaufende Richtung in einem natürlichen aktiven Körper mit der entgegengesetzten Richtung vergleicht, so stehen wenigstens für die innerhalb der elf enantiomorphen Gruppen kristallisierenden Substanzen die Strukturverhältnisse nach diesen beiden Richtungen infolge der molekularen Dissymmetrie in gewendetem Symmetrieverhältnis zueinander. Beim Magnetfeld hingegen besteht nicht ein solcher Gegensatz zwischen diesen beiden Richtungen, weil der Sinn, in welchem die magnetische Drehung stattfindet, allein durch den Sinn bestimmt wird, in welchem die das Feld erregenden Ströme kreisen. Die Richtung, in welcher das Licht für einen auf derselben Seite stehenden Beobachter den Körper im Magnetfeld durchsetzt, spielt hingegen keine Rolle. Eine Folge hiervon ist die bekannte Tatsache, daß man durch wiederholte innere Reflexion den Drehungswinkel der Polarisationsebene bei magnetisch-aktiven Körpern vergrößern kann;

[1]) L. R. Ingersoll, Phys. Rev., Bd. 129, 1906, S. 489—497. — L. Landau, Phys. Zeitschr., Bd. 9, 1908, S. 417—431. — U. Meyer, Ann. d. Phys. (4), Bd. 30, 1909, S. 607—630. Verh. d. Deutsch. Phys. Ges., Bd. 11, 1909, S. 281—289. Dissert. Berlin 1909, 27 Seiten.

bei natürlich-aktiven Körpern hingegen tritt für den Beobachter nach jeder inneren Reflexion Drehung im entgegengesetzten Sinne und somit Kompensation der Drehung ein.

Wenn wir nun im Anschlusse an unsere Betrachtungen die natürliche Aktivität vom Standpunkte der Elektronenlehre aus ihrem Wesen nach verstehen wollen, so haben wir anzunehmen, daß unter der Einwirkung der Dissymmetrie des chemischen oder des Kristallmoleküls die Elektronen im Molekül zu ähnlichen periodischen Bewegungen gezwungen werden wie unter dem Einflusse eines Magnetfeldes. Der zirkulare Dichroismus ist demnach an das Vorhandensein zweier zusammengehöriger Eigenperioden mit Aktivitätskoeffizienten entgegengesetzten Vorzeichens geknüpft. Wie groß die Wellenlängendifferenz dieser Eigenfrequenzen bei natürlich aktiven Körpern ist, kann wegen der schweren Zugänglichkeit der Resonanzstellen im Spektrum der bekannten festen aktiven Körper bisher nicht gesagt werden. Bei den früher besprochenen anisotropen Flüssigkeiten muß jedoch eine sehr weitgehende Trennung der zirkularen Komponenten vorliegen. Dafür spricht das Auftreten nur einer Art zirkularen Lichtes im beobachteten Absorptionsgebiet. Während bei der magnetischen Drehung entsprechend der negativen Ladung der schwingenden Elementarteilchen die positiv rotierende Schwingung in der Regel bei größeren Frequenzen, die negativ rotierende bei kleineren Frequenzen absorbiert wird, wechselt der Aktivitätskoeffizient und damit die Absorption innerhalb einer Frequenz bei den enantiomorphen natürlich aktiven Körpern mit dem Sinne der gewendeten Form das Vorzeichen. Da zwei enantiomorphe Formen gleich stark aktiv sind, so liegen ihre Eigenfrequenzen an derselben Stelle. Aus diesen Tatsachen folgere ich:

Pseudorazemische Verwachsungen und Mischungen enantiomorpher Formen besitzen dieselben Eigenfrequenzen wie ihre enantiomorphen Komponenten. Der scheinbare Verlust der Aktivität ist nur eine Kompensationswirkung der Aktivitätskoeffizienten entgegengesetzten Vorzeichens. Dagegen besitzt eine wahre razemische Verbindung andere Eigenfrequenzen als die beiden Antipoden, aus denen sie entstanden ist. Denn mit der Beseitigung der molekularen Dissymmetrie geht eine Wiedervereinigung je zweier Frequenzen zu einer von diesen verschiedenen Eigenperiode parallel, welche nunmehr einer inaktiven Ionengattung entspricht.

Eine experimentelle Bestätigung dieser Schlüsse würde von Bedeutung für die Grundlagen unserer Anschauungen über die intramolekularen Vorgänge werden.

---

3. Mineralogie.

Das Studium der Mineralschmelzpunkte.

Von

Arthur L. Day.

Übersetzt von A. Ritzel.

Mit 3 Figuren.

Die Definition der Schmelztemperatur.

Der Schmelzpunkt einer chemischen Verbindung ist wohl am besten definiert als die Temperatur, bei welcher die feste und flüssige Phase bei einem gegebenen Druck unbeschränkt lange nebeneinander existieren können und bei welcher der einzige Effekt von Zu- und Wegfuhr von Wärme der ist, daß die relativen Mengenverhältnisse der festen und flüssigen Phase sich ändern. Genauer ausgedrückt: der Schmelzpunkt ist definiert als die Temperatur, bei welcher die Dampfdruckkurve der flüssigen Phase die der festen Phase schneidet, wobei jede Dampfdruckkurve dem äußeren Druck entspricht, unter dem sich die betreffende Phase befindet. Diese letztere Definition ist nicht nur streng richtig für den Schmelzpunkt reiner Verbindungen, d. h. für solche Fälle, wo die Zusammensetzung der flüssigen und festen Phase identisch ist, sondern auch für die Fälle, wo die Zusammensetzung der flüssigen Phase eine andere ist als die der festen, mit der sie augenblicklich im Gleichgewicht steht. In der Tat können wir unter Anwendung des wohlbekannten Prinzips, daß der Dampfdruck einer Substanz durch Beimischung löslicher Verunreinigungen erniedrigt wird, voraussagen, in welcher Weise lösliche Verunreinigungen die Schmelztemperatur einer Substanz beeinflussen werden. Überdies ist die obige Definition auch richtig, einerlei, ob

8*

die Art des Druckes, dem die beiden Phasen unterworfen werden, gleichförmig oder ungleichförmig ist. Die Definition ist ferner unabhängig von Faktoren, welche durch den Dampfdruck des festen Körpers wirken, wie beispielsweise der Feinheit des Korns. Die Korrektheit der Definition des Schmelzpunktes, durch den Dampfdruck, der miteinander in Berührung stehenden Phasen, kann leicht an Substanzen (Wasser oder vielen organischen Verbindungen) gezeigt werden, die in der festen Phase beträchtlichen Dampfdruck besitzen.

Nach der Definition besteht also das Schmelzen einer reinen Verbindung oder einer eutektischen Mischung ausschließlich in der Änderung des Aggregatzustandes. Die miteinander in Berührung stehenden Phasen fest, flüssig, gasförmig, behalten alle dieselbe chemische Zusammensetzung. Es handelt sich also um einen Schmelzpunkt. Andererseits ändern sich bei einer isomorphen Mischung oder festen Lösung die miteinander im Gleichgewicht stehenden Phasen kontinuierlich in ihrer chemischen Zusammensetzung während des Schmelzprozesses. Die Änderung des Aggregatzustandes findet daher nicht in einem Punkte statt, sondern erstreckt sich über ein bestimmtes Schmelzintervall. Es ist nötig, daß man diesen Unterschied zwischen Schmelzpunkt und Schmelzintervall besonders betont, weil die Gefahr einer Verwechslung vorliegt zwischen dem so definierten Schmelzintervall und dem unbeschränkten Intervall, das hervorgerufen ist durch ein langsames Schmelzen in einer homogenen Lösung. Das wahre Schmelzintervall ist ein Gebiet wechselnder Zusammensetzung, das durch gewisse Bedingungen fest begrenzt ist. Ein, über ein längeres Intervall ausgedehnter Schmelzpunkt ist die Folge langsamer Einstellung des Gleichgewichts nach der Erhitzung. In der Zusammensetzung findet dabei keine Änderung statt und die erforderliche Zeit wechselt ohne bestimmte Grenze von Fall zu Fall, je nach der Geschwindigkeit der Erhitzung.

Die Einstellung des Gleichgewichtes.

Das eben angeführte Prinzip bestimmt die Temperatur des Gleichgewichtes; aber ob das Gleichgewicht bei jener Temperatur innerhalb der Zeit, die für das Experiment angesetzt ist, erreicht oder nicht erreicht wird, hängt von der Schnelligkeit ab, mit der das Gleichgewicht in einer gegebenen Substanz erreicht wird, und diese Geschwindigkeit kann nicht ohne ein vorhergehendes Experiment vorausgesagt werden. Wenn beides, Schmelzen und Kristallisieren, schnell vonstatten geht, so beobachtet man deutliche Schmelz- und deutliche Kristallisationspunkte, die beide bei derselben Temperatur auftreten. Wenn die Schmelzgeschwindigkeit gering ist, was manchmal vorkommt,

so beobachtet man Überhitzung.[1]) Wenn die Kristallisationsgeschwindigkeit gering ist, was insbesondere bei Silikaten sehr häufig der Fall ist, so tritt Unterkühlung ein, die in extremen Fällen zur Bildung von Glas führt. Diese Reaktionsträgheit ist für eine große Zahl von Silikaten charakteristisch. Die Folge davon ist gewesen, daß man oft wahres und scheinbares Gleichgewicht verwechselt hat, und viele widersprechende Angaben in der Literatur sind auf diesen Umstand zurückzuführen. Diesen Punkt erörtern John Johnston und Paul Niggli sehr klar in „The General Principles Underlying Metamorphic Processes“[2]) wie folgt:

„Die Geschwindigkeit, mit welcher bei gegebenen Bedingungen das Gleichgewicht sich einstellt, kann unter Umständen das tatsächliche Resultat eines Experiments bestimmen. Wir müssen uns daher immer vergewissern, ob das beobachtete Resultat bedingt ist durch eine Rektionsträgheit oder dadurch, daß keine weitere Reaktion stattfinden kann; mit anderen Worten: wir müssen sorgfältig unterscheiden zwischen Fällen wahren und scheinbaren, oder falschen Gleichgewichts. Wenn man auf diesen Punkt nicht sorgfältig achtet, so kann man leicht dazu kommen, eine Umwandlung als monotrop oder eine gewisse Form dann als stabil anzusehen, wenn sie in Wirklichkeit metastabil ist.“

Die Bedeutung von Schmelzpunktbestimmungen.

Nach diesem kurzen Überblick über die Beziehungen zwischen den für die Änderung des Aggregatzustandes von flüssig zu fest oder von fest zu flüssig wichtigen Faktoren, die wir gewöhnlich als den Schmelzpunkt bzw. den Gefrierpunkt bezeichnen, wollen wir kurz einige von den Arbeiten überblicken, welche in den letzten Jahren ausgeführt worden sind, um den Schmelzpunkt der wichtigeren Silikate zu bestimmen, sowohl allein, als auch in einfacher Verbindung miteinander. Es ist meine Absicht, eher einen kritischen als einen vollständigen Überblick zu geben, und ich habe nicht vor, weder bei der Diskussion, noch bei den in Tabellen zusammengestellten Resultaten alle veröffentlichten Arbeiten zu berühren.

Wenn wir die Bestimmung dieser Konstanten betrachten, müssen wir immer daran denken, daß die Hauptaufgabe solcher Bestimmungen (wenigstens für den Geologen) nicht nur die ist, zu der Zahl bekannter Verbindungen, deren wichtigste Eigenschaften gemessen worden sind, neue hinzuzufügen, sondern eher die wichtigsten Charakteristika der

---

[1]) Vgl. Day u. Allen, Der Isomorphismus und die thermischen Eigenschaften der Feldspäte. Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. 54, 1905, S. 31.

[2]) J. Geol., Bd. 21, 1913, S. 487.

Endglieder oder Hauptverbindungen der vielen Mineralaggregate, welche wir als Gesteine bezeichnen, kennen zu lernen. Ebenso müssen wir immer daran denken, daß diese Charakteristika und Beziehungen der einzig mögliche Weg sind zu einer vollständigen Kenntnis davon, wie die Erde selbst sich allmählich gebildet hat. Bis jetzt können wir noch nicht der Natur in ihrer Vielseitigkeit folgen; wir wissen augenblicklich nur sehr wenig von den Bildungsbedingungen oder von den Beziehungen der Mineralien zueinander in den wichtigeren Eruptivgesteinen. Aus diesem Grunde wenden wir uns von den komplizierten Gesteinen zu den einfacheren Mineralkomponenten. Da nun diese wiederum durch Beimischung anderer Mineralien oder durch Einschluß von Gasen kompliziert sind, und wir den Einfluß dieser Beimischung vorläufig nicht kennen, so beschäftigen wir uns schließlich mit chemisch reinen Mineralien, die in den Laboratorien hergestellt und kristallisiert sind. An ihnen suchen wir die ersten positiven Tatsachen und Beziehungen festzustellen, auf denen sich dann später ein großes wissenschaftliches System aufbauen kann.

Die Anwendbarkeit der Lösungsgesetze.

VOGT's Ansicht.

Folgenden Gesichtspunkt hat VOGT während einer glänzenden achtzehnjährigen Forschertätigkeit aufrecht erhalten und in den „Silikatschmelzlösungen“ [1]) niedergelegt — ein wahrhaft epochemachendes Werk, obwohl es in seinen quantitativen Einzelheiten durch die Anwendung feinerer Methoden überholt worden ist. Nichtsdestoweniger ist es immer noch das beste Buch über die Beziehungen gesteinsbildender Mineralien zueinander, das bis jetzt geschrieben worden ist. Folgendes sind die Schlußworte von VOGT's Vorrede, aus dem Jahre 1903:

„Gleichzeitig hege ich jedoch die Hoffnung, daß meine Arbeit einen Beitrag dazu liefern wird, daß die physikalische Chemie auf mehreren Gebieten, sowohl innerhalb der Petrographie, als auch der Metallurgie zukünftig mehr gewürdigt wird, als es bisher der Fall gewesen ist. Die Gesetze der Mineralbildung, als auch der Schmelzbarkeit der gemischten Silikatschmelzlösungen lassen sich nur auf der Grundlage der physikalischen Chemie feststellen.“

DOELTER's Ansicht.

Wenn man hier gelesen hat, wie VOGT sich klar zu den Grundsätzen bekennt, welche ihn durch sein ganzes Werk geleitet haben,

[1]) J. H. L. VOGT, „Die Silikatschmelzlösungen“ (Christiania 1903).

und den Erfolg anerkannt hat, mit dem diese Prinzipien in den letzten Jahren angewandt worden sind und immer mehr angewandt werden, ist es besonders entmutigend, sich nun zu der Einleitung von einem der neuesten Werke auf diesem Gebiet zu wenden und hier die folgende Ansicht von dem gegenwärtigen Stande der Silikatstudien zu finden:[1])

„Vor einer Reihe von Jahren habe ich Untersuchungen an Silikatschmelzen ausgeführt, die mir zeigten, daß die meisten sich nicht unbedingt so verhalten, wie wässerige Lösungen oder Legierungen und daß daher die Phasenlehre sich nicht ohne weiteres auf diese anwenden läßt. Diese Resultate wurden experimentell durch zahlreiche Versuche gewonnen, während andere Forscher ohne genügende experimentelle Beweise die Lösungsgesetze auf Silikatschmelzen angewandt haben."

Diese Schlußfolgerung ist deshalb besonders wichtig, weil Doelter aus einer sehr langen Forschertätigkeit auf dem Gebiete der Silikatstudien spricht, und jede Schlußfolgerung, die er als Resultat seiner Erfahrung angibt, muß daher unsere Aufmerksamkeit selbst dann erregen, wenn, wie in diesem Fall, sie direkt gegen die Erfahrung der meisten anderen Forscher seit der Zeit Bunsen's spricht. Nichtsdestoweniger brauchen wir eine Schlußfolgerung, die direkt an den Fundamenten aller unserer gegenwärtigen Ansichten rüttelt, nicht als unbedingt feststehend anzusehen, selbst wenn sie von autoritativer Seite stammt, falls sie nicht genügend bewiesen ist; denn die Lösungsgesetze sind lange und erfolgreich auf viele Substanzen angewendet worden, unter ihnen auch auf eine Reihe von Silikaten und zwar unter sehr verschiedenen Bedingungen. Infolgedessen müssen jetzt die, welche die Anwendung dieser allgemeinen Prinzipien beschränken wollen, den Beweis dafür führen, warum sie das tun. Dieser Beweis ist aber bis jetzt noch nicht geführt worden. Die Entscheidung hierin ist ausschlaggebend für unsere ganze Auffassung der Gesteinsbildung und ebenso für die Bewertung der Fortschritte der letzten 20 Jahre, die man für größer als die irgendeiner früheren Periode angesehen hat.

Es ist möglich, daß Doelter in seinen Schlüssen zu weit gegangen ist und daß er nicht in Konflikt gekommen ist mit den Lösungsgesetzen, sondern mit nebensächlichen experimentellen Schwierigkeiten, die von besonderen physikalischen Eigenschaften gewisser Silikate herrühren, denn er fährt in demselben Paragraphen fort, um seine obigen Behauptungen zu bekräftigen:

---

[1]) C. Doelter, Die Silikatschmelzen, Handbuch der Mineralchemie, Leipzig 1912 Seite 628.

„Ich habe nun gefunden, daß infolge der großen Trägheit, mit welcher sich die Reaktionen bei Silikaten einstellen, auch die Methoden der Untersuchungen abzuändern sind und zum Teil auch neue Methoden gefunden werden müssen. Die einfachsten Vorgänge zeigen bei Silikaten gewisse Abweichungen von denen der meisten bisher bekannten Stoffe, was auf Verzögerung der Geschwindigkeit, mit welcher sich die Gleichgewichte einstellen, zurückzuführen ist."

Offenbar stehen diese Worte nicht im Widerspruch zu theoretischen Überlegungen, sondern sie sprechen nur von dem Vorhandensein physikalischer Kräfte, die Doelter augenblicklich nicht zu messen wünscht. Wenn solche Kräfte vorhanden sind, und sich zufälligerweise den Messungen, die man auszuführen sucht, in den Weg stellen, so können sie sehr gut die Geduld des Experimentators auf die Probe stellen, aber keineswegs brauchen sie die Gültigkeit der dem Experiment zugrunde liegenden Theorie anzufechten. Beispielsweise beeinflußt die Zähigkeit, an die Doelter offenbar dachte, als er diesen Paragraphen schrieb, nur die Umwandlungsgeschwindigkeit des Systems, aber nicht seinen Endzustand. Es verhält sich in der Tat genau so, wie das mechanische System, welches Ibbetson sehr genau in dem folgenden Paragraphen beschreibt: [1])

„The existence of viscosity in a material does not therefore affect the conditions of equilibrium under stress, but only resists and modifies the process . . . by which a body passes from one state of strain to another; a relation being introduced between the magnitude of the stress producing the change of state and the time occupied by the change."

Ebenso drückt sich Love aus (Seite 115): [2])

„'Viscosity' is a general term for all those properties of matter in virtue of which the resistance, which a body offers to any change, depends upon the rate at which the change is effected . . . These effects, as well as viscous resistances of the ordinary type, are included in the class of hysteresis phenomena. All of them show that the state of the body concerned depends at any instant on its previous states as well as on the external conditions (forces, temperatures, etc.) which obtain at the instant."

Etwas Ähnliches spricht Doelter im Schlußsatz des auf S. 6 zitierten Paragraphen aus: Es wird gegenwärtig über Silikate sehr viel theoretisch gearbeitet, jedoch oft ohne die nötige experimentelle Grundlage.

---

[1]) Seite 175, 1, W. J. Ibbetson, „Mathematical Theory of Perfectly Elastic Solids, with a short account of Viscous Fluids" (London 1887).

[2]) A. E. H. Love, „A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity" (Cambridge 1906).

Wenn wirklich auf Grund unzulänglicher Experimente sehr viel theoretisch aufgebaut worden ist, so hat dies weniger ernste Folgen für einen gesunden Fortschritt der Wissenschaft, als der umgekehrte Fall, welcher unglücklicherweise vielleicht ebenso häufig ist, nämlich der, daß viel experimentell gearbeitet worden ist ohne genügende Berücksichtigung der Grundgesetze von Physik und Chemie. Eine ungenügend gestützte Theorie wird gelegentlich versagen und durch eine bessere ersetzt werden. Gerade ihre Schwäche wird die Forscher zu größeren Anstrengungen anspornen, sie durch eine taugliche zu ersetzen. Dagegen sind ungenau definierte Experimente wertlos; sie täuschen sowohl den Forscher als den Leser und haben die Wirkung, eher den Fortschritt der Wissenschaft aufzuhalten, als ihn zu fördern.

Seitdem die glänzenden Arbeiten van't Hoff's die bisher undurchdringlichen Beziehungen, welche bei der Bildung der Staßfurter Salzlagerstätten bestanden, erfolgreich aufgeklärt haben, sind wir nicht mehr darauf gefaßt, nun von wohlbegründeten allgemeinen Prinzipien, die wir erfolgreich angewandt haben, zurückgehen zu müssen zu rein empirischen Auffassungen, wie z. B. der, daß die Mineralien aus dem Magma auskristallisiert seien in der Reihenfolge abnehmender Basizität (Rosenbusch) noch in der Reihenfolge ihrer verschiedenen Schmelzbarkeit (Fouqué und Michel Lévy). Es gibt Gründe genug dafür, die beweisen, daß diese Theorien nicht länger haltbar sind.

Die Notwendigkeit präziser Definitionen.

Da wir in dieser Arbeit nur das etwas eingeschränkte Thema von den Schmelzpunkten der Mineralien behandeln, und nicht das ganze Gebiet der physiko-chemischen Beziehungen in Silikatlösungen, werden wir nicht auf alle die Hindernisse stoßen, über die Doelter klagt, aber immerhin findet sich auch bei diesem engbegrenzten Gebiet viel Unklarheit. Es scheint, daß dies hauptsächlich die Folge ungenauer Definitionen und ungenügender Aufmerksamkeit auf die zugrunde liegenden Verhältnisse ist, wobei allerdings auch ungenaues Experimentieren seinen Teil zu der herrschenden Unklarheit beigetragen haben mag. Von diesen beiden Schwierigkeiten ist die Vernachläßigung grundlegender physikalischer und chemischer Theorien die größere, denn keine noch so große Anzahl experimenteller Beobachtungen wird je Schmelzpunkte feststellen können, solange unsere Begriffe von dem, was einen Schmelzpunkt ausmacht, von Unsicherheit und Mißverständnis getrübt sind. Es ist richtig, daß es unzweckmässig ist, die Schmelzpunkte von Silikaten zu experimentellen Zwecken mit dem Ausdruck der Gleichheit des Dampfdruckes des

festen und flüssigen Zustandes zu definieren, da der Dampfdruck bei Silikaten sehr klein ist und wir ihn bis jetzt nicht direkt messen können. Zu diesem Zwecke müssen wir deutlich ausgesprochene Diskontinuierlichkeiten irgendwelcher meßbaren physikalischen Eigenschaften auswählen. Das Aussehen des zu untersuchenden Objekts zeigt gewöhnlich keine solche beträchtliche Unstetigkeit und überdies ist es nicht meßbar, weshalb das Aussehen als allgemeines Kriterium zur Feststellung des Schmelzpunktes ganz unverwendbar ist. So gibt es z. B. Silikate, deren Schmelze so zähflüssig ist, daß diese dem bloßen Aussehen nach im Schmelzofen nicht vom ursprünglichen festen Körper zu unterscheiden ist, und wiederum gehen viele Silikate in einen oder mehrere feste Zustände über, ehe der Schmelzpunkt erreicht ist oder machen viele gar eine vollkommene chemische Umwandlung durch, wobei also immer der bloße Augenschein wenig oder gar keine Anhaltspunkte gibt. Ein solches Vorgehen kann also selbst in den einfachsten Fällen nur subjektive Urteile zeitigen, zu denen ein zweiter Beobachter nie und selbst der gleiche bei einer sehr verschiedenen Art der Heizung auch nicht kommt. Sie sind deshalb als Konstanten, die beim Studium des Kristallisierens angewandt werden könnten, vollkommen bedeutungslos. Nichtsdestoweniger besteht außer diesen Extremen eine theoretisch einwandfreie und praktisch verwertbare Definition, die in dem Anfangsparagraphen dieser Arbeit formuliert worden ist: bei einer gewissen Temperatur wird der feste (kristalline) Zustand und der flüssige (amorphe) im Gleichgewicht sein, so daß bei erhöhter Temperatur der feste Körper verschwindet, bei verminderter aber der flüssige, und diese Temperatur, bei der die beiden Zustände unverändert nebeneinander bestehen können, stellt den Punkt dar, an dem die Verwandlung von flüssig in fest und von fest in flüssig unter einem gegebenen Druck stattfindet.

Wenn ein bestimmtes Silikat in seinem Verhalten so träge ist, daß dieses Gleichgewicht in der Zeit, die an einen Laboratoriumsversuch gewandt werden kann, nicht festzustellen ist, dann kann diese Methode, so wenig wie eine andere, genaue Angaben über den Schmelzpunkt machen, denn ein Zustand kann doch nur als ein Gleichgewichtspunkt definiert werden, der, wie eine Landmarke in der Topographie, ein für allemal festgelegt und von jedem Beobachter wahrgenommen werden kann. Tatsächlich wird auch nach und nach von jedermann, der Silikatlösungen studiert, wahrgenommen daß wir einen großen Teil aller Unklarheit und aller Mißverständnisse der Tatsache verdanken, daß Silikate nicht stets unter Gleichgewichtsbedingungen beobachtet worden sind, sondern im Zustand des Überganges oder der Reaktion, deren Grenzen festzustellen der Beobachter unterlassen

hat.[1]) Wenn die zu beobachtende Reaktion eine sehr langsame ist, will vielleicht der Beobachter nicht warten, bis die Gleichgewichtsbedingung erfüllt ist, oder er wird vielleicht nicht imstande sein, sie dann zu erkennen; aber diese Hindernisse sind die üblichen in allen extremen Fällen, doch die größte Menge der beobachtbaren Erscheinungen berühren sie nicht. Es sind träge Silikate bekannt (Albit oder Orthoklas), deren Schmelzpunkte wegen dieser unüberwindlichen Schwierigkeit nur ungenau bestimmt sind und wohl auch so bleiben werden. Nichsdestoweniger haben auch diese Körper einen Schmelzpunkt, der genau und exakt definierbar ist, wenn wir auch kaum hoffen dürfen, ihn in der augenblicklich für einen Experimentator verfügbaren Zeit mit der gewünschten Präzision zu messen.

Ganz anders liegen die Dinge im Falle des Anorthit oder Diopsid, da diese Substanzen stundenlang in der Schmelztemperatur erhalten werden können, wobei der feste und der flüssige Zustand in vollkommenem Gleichgewicht sind. Ebenso kann man sie bei einer etwas niedrigeren Temperatur (5—10°) halten, wobei die feste Phase unverändert bleibt oder eine etwas höhere, bei welcher nur der flüssige Zustand allein möglich ist. Diese Untersuchungen können von jedem Beobachter unter genau den gleichen Bedingungen der oben formulierten Definition des Schmelzpunktes wiederholt werden, ohne die geringste Aussicht auf Ungenauigkeit oder Unstimmigkeit, vorausgesetzt allerdings, daß das Mineral chemisch einwandfrei ist.

Man hat nun gefunden, daß unter diesen Bedingungen Anorthit bei 1550° schmilzt, wobei höchstens mit einer der normalen Wärmeskala in dieser Höhe eigenen Ungenauigkeit von 2° zu rechnen ist. Diopsid schmilzt bei 1391°, wobei wahrscheinlich der gleiche kleine Fehler mit unterläuft. Lithiummetasilikat schmilzt unter den gleichen Umständen bei 1201° usw.

Wenn es außerdem experimentell möglich ist, geeignete Temperaturen für eine Dauer von etwa 6 Stunden konstant zu erhalten, dann zeigt es sich, daß das reine SiO_2, die am schwersten meßbare

---

[1]) So ist es z. B. entmutigend, wenn man in unserem Zeitalter wissenschaftlicher Genauigkeit und gewissenhafter Beobachtungen eine Arbeit liest (Paul Niggli und George W. Morey, „Die hydrothermale Silikatbildung". Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. 83, 1913, S. 369), die zum Gegenstand eine exakte Aufzählung aller der Arbeiten hat, die bisher über hydrothermale Silikate veröffentlicht worden sind und des Autors Schlußfolgerung hört, daß alle diese so gesammelten Beobachtungen „uns praktisch noch keine zuverlässige quantitative Ermittlung ermöglichen". Es wäre auch in der Tat nahezu unmöglich, eines der dort beschriebenen Experimente zu wiederholen mit nur einiger Aussicht, die gleichen Resultate zu erlangen, und zwar deshalb, weil die einzelnen Beobachter es unterlassen haben, die Gleichgewichtsbedingungen der untersuchten Substanzen zu beobachten und zu definieren und die anderen wesentlichen Bedingungen ihres Experiments mitzuteilen, die es etwa einem modernen Studenten erleichtern könnten, unser Wissen in diesem Punkte zu bereichern.

und trägste all dieser Substanzen, ihren Schmelzpunkt zwischen 1600 und 1625° erreicht, in vollem Einklang mit unserer Definition.

Das Schmelzen fester Lösungen.

Ganz anders liegen die Dinge, wenn es sich um eine Lösung von Silikaten handelt, die zusammen eine isomorphe Reihe oder feste Lösung bilden, wie van't Hoff und Roozeboom es ausführlich behandelt haben. In diesem Falle ist die Erscheinung des Überganges von einem Zustand in einen anderen mit einer Änderung in der Zusammensetzung der Lösung verbunden, so daß zwischen dem Anfang und dem Ende des Prozesses eine Reihe von Temperaturen liegt, wovon jeder einzelnen eine bestimmte und jeweils verschiedene Konzentration entspricht und ein bestimmtes, sich immer veränderndes Verhältnis zwischen der festen und der flüssigen Phase.

Die ganze Reihe dieser Temperaturen, die die vollständige Umwandlung von fest (kristallinisch) zu flüssig (amorph) begleitet, stellt ein „Schmelzintervall“ dar, dessen Grenzen so bestimmt und oft genau so deutlich festzustellen sind, wie der Schmelzpunkt eines einfachen Stoffes. So begegnen wir bei der Beobachtung der Silikate nur zwei Reihen von Erscheinungen, welche die Schmelzvorgänge einschließen. Es gibt nämlich einmal die Schmelzpunkte beständiger Verbindungen und eutektischer Mischungen, die unter einem bestimmten Druck konstant sind und wobei der feste und flüssige Zustand immerwährend von gleicher Zusammensetzung sind; und ferner die Schmelzintervalle fester Lösungen oder isomorpher Mischungen, bei welchen sich die feste Phase von der momentan mit ihr im Gleichgewicht befindlichen flüssigen Phase in ihrer Zusammensetzung unterscheidet. Bowen [1]) hat gezeigt, daß das Schmelzintervall fester Lösungen genau so präzis festgelegt werden kann und seine Grenzen praktisch ebenso deutlich meßbar sind, selbst in schwierigen Fällen (bei den Plagioklasfeldspäten), wie der Schmelzpunkt reiner Verbindungen.

Die Verwechslung von verzögertem Schmelzen und Schmelzintervallen.

Im Gegensatz zu diesem Gesichtspunkt hat Doelter hervorgehoben, daß die Schmelztemperatur der mehr zähflüssigen Silikate nicht genau angegeben werden kann, weil die Möglichkeit besteht, daß der

[1]) Bowen, Die Schmelzerscheinungen bei den Plagioklasfeldspaten. Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. 82, 1913, 28, S. 3.

feste Körper noch bei einer Temperatur, die höher als der Schmelzpunkt ist, nachgewiesen werden kann, daß es auch untunlich ist, eine bestimmte Temperatur als Kristallisierpunkt zu bezeichnen, da häufig die Schmelze unter diesen Punkt abgekühlt werden kann ohne zu kristallisieren und lange Zeit flüssig erhalten werden kann bei einer Temperatur, bei der allein der feste Zustand stabil ist Aber dies ist wieder nur ein Beispiel für die herrschende Verwechslung von Langsamkeit in der Reaktion und der völligen Unmöglichkeit das Gleichgewicht herzustellen. Wo die Trägheit oder Schwerveränderlichkeit eines Systems so groß ist, daß sich der Übergang in einen neuen, durch veränderte Gleichgewichtsverhältnisse bedingten Zustand verzögert, so ist dies nur die Folge einer geringen Veränderungsgeschwindigkeit, die den Endzustand keineswegs beeinflußt. Wenn die für ein Experiment verfügbare Zeit, was ja tatsächlich oft der Fall ist, nicht ausreicht, um den Prozeß bis zu einem Gleichgewicht vor sich gehen zu lassen, dann sind wir eben gezwungen, uns der Extrapolation oder anderer Notbehelfe zu bedienen, um der Sache nahe zu kommen. Dies wird aber ohne jeden Einfluß auf unsere Definition oder auf die Art oder Ausdehnung der Intervalle zwischen zwei gegebenen Zuständen sein und wird wohl nur die Genauigkeit unserer Angaben entsprechend der Unzulänglichkeit unseres Vorgehens verwischen.

Ein extremes Beispiel für verzögertes Schmelzen und Kristallisieren.

Ein bekanntes Beispiel wird dies erläutern und wird zeigen, welcher Art die Grenze ist, die hierdurch der Festsetzung genauer Schmelzpunkte in der Praxis gezogen ist. Stellen wir uns einmal vor, wir prüfen ein träges System mit einer Komponente, z. B. SiO_2 und nehmen wir an, es befinde sich in einem Schmelzofen oberhalb 1625° (seiner mutmaßlichen Schmelztemperatur). Nachdem es eine gewisse Zeit dieser Temperatur ausgesetzt ist, kann man erwarten, daß es eine homogene Flüssigkeit ist. Nun können wir diese Schmelze beliebig schnell oder langsam, kontinuierlich oder mit Unterbrechungen abkühlen, wir können Keime beifügen oder auch unlösliche flüchtige Verbindungen, sog. Mineralisatoren — durch nichts wird man erreichen, daß SiO_2 bei 1625° kristallisiert. Die Trägheit dieses Materials in reinem Zustand spottete bis jetzt aller Bemühungen des Forschers, es bei 1625° aus einer homogenen Flüssigkeit in einen homogenen festen Körper (Christobalit) zu verwandeln. Wenn nicht während der Abkühlung irgendein aktives chemisches Agens hinzugefügt wird, um die Reaktionsträgheit zu überwinden, so

wird das Material unbestimmt lange in seinem amorphen Zustand bleiben. Die Obsidianfelsen im Yellowstonepark können, trotzdem sie keinesfalls aus reinem SiO_2 bestehen, als Erläuterung hier dienen.

Dies ist das aller extremste Beispiel einer Substanz, deren Schmelzpunkt durch keine bisher bekannte Methode festgestellt werden konnte. Einige, ganz kürzlich in diesem Laboratorium gemachte, bis jetzt unveröffentlichte Untersuchungen, ermöglichen eine Schlußfolgerung, welche auch sonst sehr wahrscheinlich gemacht ist, daß nämlich diese Reaktionsträgheit des Quarzes und gewisser Silikate (Albit und Orthoklas) in einer Atmosphäre von Wasserdampf, selbst bei niedrigerem Druck, um vieles vermindert ist. Sollte die Richtigkeit dieser Schlußfolgerungen durch weitere Experimente bewiesen werden, dann würden sich die thermischen Konstanten des SiO_2 und der trägen Silikate als meßbar erweisen und das Wissen von der Art und Weise der Kristallisation dieser wichtigen Substanzen wäre um einen wesentlichen Punkt bereichert.

Andere Beispiele.

Wenn wir in groben Umrissen das Verhalten anderer Verbindungen, die weniger träge sind, als Quarz, prüfen, z. B. Anorthit, dann werden wir dergleichen Erscheinungen in weniger extremen Formen begegnen. Geschmolzener Anorthit wird z. B. unschwer und ohne Zufügung irgendwelcher fremden Substanzen 50—100° unterhalb des Schmelzpunktes zum Kristallisieren zu bringen sein, und die Abkühlung muß sehr schnell vollzogen werden, wenn man bis zur Zimmertemperatur herabgehen will, ohne daß Kristallisation eintritt, aber selbst beim Anorthit ist es noch nicht gelungen, ihn genau beim Schmelzpunkt zur Kristallisation zu bringen, solange er rein ist. Ohne die Beispiele unnötig zu häufen, kann man das gleiche bei fast allen Silikaten feststellen, daß nämlich die Bildung von Kristallkeimen nicht plötzlich und prompt bei der Schmelztemperatur vor sich geht, selbst dann, wenn die Geschwindigkeit des Wachstums, wenn dies erst einmal begonnen hat, verhältnismäßig groß ist. Wenn auch in den einzelnen Fällen die Größe der Unterkühlung schwankt, so ist es doch Tatsache, daß Unterkühlung beim Übergang von fest zu flüssig nahezu bei allen bisher untersuchten Silikaten nachgewiesen worden ist. Bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse der Erscheinungen, die bei geschmolzenen Silikaten zutage treten, ist es daher nicht möglich gewesen, Erstarrungspunkte zu messen, für die als Definition der Ausdruck des Gleichgewichts der Substanz anwendbar gewesen wäre. Die bisher beobachteten Erstarrungspunkte sind alle einzig und allein die zufälligen Temperaturen, bei welchen man die Entstehung von Kristallen nach mehr oder weniger Unterkühlung

hat beobachten können. Die Lage dieser Temperaturen schwankt zwischen weiten Grenzen je nach der Geschwindigkeit der Abkühlung.

Der Einfluß gewisser experimenteller Bedingungen auf die Unterkühlung.

Es hängt außerdem viel davon ab, bis zu welcher Temperatur die Schmelze erhitzt worden war, bevor die Abkühlung begann. Dies kann am Antimon schon bei der leicht herzustellenden Temperatur von 630° erläutert werden. Wenn Antimon bei einer Temperatur, die nur etwa 4—5° über dem Schmelzpunkt liegt, geschmolzen und dabei nicht umgerührt wird, so wird es ohne fremden Anstoß nur wenige Grade unterhalb des Schmelzpunktes zu kristallisieren beginnen. Wird es aber 100 oder mehr Grad über den Schmelzpunkt erhitzt oder vor dem Abkühlen gehörig umgerührt, dann kann die Unterkühlung 30° und mehr erreichen. Anorthit zeigt das gleiche Verhalten in noch größerem Maße und mehr oder weniger ist es bei den meisten Mineralien nachzuweisen.

Die systematische, für den kristallinen Zustand charakteristische Anordnung der einzelnen Moleküle scheint in der Art und Weise, wie etwa ein Schwarm von Fischen, die in einem Teiche vergesellschaftet sind, noch lange nach dem vollständigen Schmelzen vorhanden zu sein. Weitere Beispiele (Schwefel und Phosphor) finden sich in Smits' neuester Veröffentlichung.[1] Bei den Metallen jedoch kann der Kristallisationspunkt gefunden werden, da selbst bei bedeutender Unterkühlung die frei werdende Schmelzwärme die Substanz mit genügender Wärme versehen wird, um sie gleich nach begonnener Kristallisation in die Gleichgewichtstemperatur zu bringen und diese bis zu vollendeter Kristallisation konstant zu erhalten. Da jedoch bei den Silikaten die Unterkühlung bis zu viel niedrigeren Temperaturen vor sich geht, so geschieht es nur zufällig, daß die Schmelzwärme sich als genügend erweist, um die Schmelze auf die Gleichgewichtstemperatur zu erwärmen, die dann ein Beobachten des Kristallisationspunktes ermöglicht. Die Tatsache, daß Silikate verhältnismäßig schlechte Wärmeleiter sind, trägt auch noch dazu bei, die Erhaltung des Schmelzpunktes während der Kristallisation schwierig zu gestalten.

---

[1]) A. Smits, Eine neue Theorie der Erscheinung, Allotropie Z. f. phys. Chemie, Bd. 76, 1911, 442. — Confirmation of the New Theory of the Phenomenon of Allotropy, Proc. Acad. Amsterdam, 23. Febr. 1911, p. 822. Bancroft, Z. f. phys. Chemie, Bd. 2, 1898, 143, und andere Veröffentlichungen Bancroft's und seiner Schüler an gleicher Stelle. Roozeboom, Z. f. phys. Chemie, Bd. 28, 1899, 289, die mehrere Schlüsse Smits' vorausgenommen haben.

Die Frage nach dem Grad der Unterkühlung und nach den Bedingungen der danach eintretenden Kristallisation wurde in großem Maßstabe an wässerigen Lösungen untersucht und zwar von Miers und Isaacs, Tammann und anderen, die versuchten, innerhalb des Gebietes, in dem die Unterkühlung auftritt, bestimmte Grenzen dieses metastabilen Feldes nachzuweisen und die Anzahl von Kristallkeimen in einem Kubikzentimeter und ihre Wachstumsgeschwindigkeit zu messen, aber alles, ohne Schlußfolgerungen ziehen zu können, die von allgemeiner Anwendbarkeit gewesen wären. Tatsächlich scheint auch die vorhin erwähnte, später als diese andere, erschienene Arbeit von Smits, die Wahrscheinlichkeit eines solchen genau umgrenzten metastabilen Feldes zu vermindern und wieder auf die noch immer drohende Gefahr hinzuweisen, die darin besteht, daß man die geringe Geschwindigkeit im Einstellen des Gleichgewichts mit endgültigen Eigenschaften einer Substanz oder einer ganzen Gruppe verwechselt. Außerdem leugnet auch die eben erschienene experimentelle Arbeit von Young und van Sicklen,[1]) die sich auf die theoretischen Schlüsse des Grafen von Berkley[2]) stützt, die Möglichkeit eines metastabilen Feldes in der folgenden bestimmten Art und Weise: „Es hat sich also gezeigt, daß die Kristallisation in abgekühlten Schmelzen bei jeder Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes erzwungen werden kann. Mit anderen Worten: es gibt kein sogenanntes metastabiles Feld, innerhalb dessen die Kristallisation nur durch Hinzufügung von Keimen der erwarteten Kristallart eingeleitet werden kann“ (p. 1067).

Die Bestimmung der Schmelztemperatur. Überhitzung.

Zum Glück liegen die Dinge, was die Schmelztemperaturen anbetrifft, viel einfacher. Wenn es auch richtig ist, daß manche Silikate bis zu einer Temperatur oberhalb ihres Schmelzpunktes erhitzt werden und dabei für kurze Zeit im festen Zustand verharren können, so ist praktisch doch ein großer Unterschied zwischen diesem Fall und der vorhin beschriebenen Unterkühlung. Ein kristallinischer, fester Körper befindet sich oberhalb seines Schmelzpunktes notwendig immer in einem Zustand des Schmelzens, eine homogene Schmelze dagegen unterhalb ihres Schmelzpunktes sich nicht unbedingt in dem des Kristallisierens. Ein kristalliner fester Körper muß sich oberhalb seines Schmelzpunktes binnen kurzem in eine homogene Schmelze verwandeln, während eine unter dem Kristallisationspunkt abgekühlte Schmelze in diesem labilen Zustande, wenn keine Störungen eintreten, unbegrenzt lange verharren kann. Unterkühlung von Silikatschmelzen wird oft nicht durch einen Wechsel in der Abkühlungs-

[1]) J. Am. Chem. Soc., Bd. 35, 1913,1067.
[2]) Phil. Mag. (6), Bd. 24, 1912, 254,

geschwindigkeit oder sonstigen äußeren Einfluß verhindert werden können, während Überhitzung nur schwer und durch sehr schnelles Erhitzen erreicht werden kann. Im Wiederholungsfalle wird sich ein Fall der Überhitzung sofort bemerkbar machen und bei weiteren Versuchen mit verschiedenen Erhitzungsgeschwindigkeiten wird es sich bald herausstellen, ob der angenommene Schmelzpunkt eine physikalische Konstante oder nur ein Produkt willkürlicher Heizbedingungen ist.

Aus dieser Betrachtung läßt sich mit Bestimmtheit folgende Schlußfolgerung ziehen: Wenn sich auch die Unterkühlung als ein erschwerendes Hindernis auf dem Wege zu einer experimentellen Bestimmung der Kristallisationspunkte reiner Silikate erweist, so ist die Überhitzung des festen Zustandes meistens ein Zufall, eine Folge ungenügender Schmelzofenregulierung und kann durch genaues Einhalten des Verfahrens, wie es aus der Formulierung unserer Definition (Seite 1) hervorgeht, vermieden werden, oder auch durch eine Wiederholung des Experimentes unter veränderten Bedingungen. Es scheint also tatsächlich keine unüberwindliche Schwierigkeit zu bestehen, um den Schmelzpunkt irgendeines stabilen Mineraltyps richtig zu bestimmen, vorausgesetzt allerdings, daß wir uns über den Begriff „Mineraltyp“ einig sind.

Mineraltypen.

Diese Seite unseres Gegenstandes ist seltener in Diskussionen und Angaben über mineralogische Schmelztemperaturen behandelt worden und doch ist sie nicht weniger wichtig, wenn es darauf ankommt, charakteristische Konstanten zu liefern und nicht nur beliebige Temperaturen, die nur für den einen, augenblicklich studierten Fall von Wert sind. Bisher wurden gewöhnlich als Mineraltypen die chemisch reinsten, bis jetzt beobachteten und beschriebenen Exemplare angenommen. Es wird nicht behauptet, daß sie absolut rein sind, sie sind nur die reinsten derer, die augenblicklich zur Verfügung stehen und werden also wohl nur so lange als Typen angesehen werden, bis noch reinere Exemplare gefunden worden sind. In der Regel werden die auf diesem Wege gewonnenen Proben immer 5—10 % andere, mit den Typen in mehr oder weniger inniger Verbindung stehenden Mineralien enthalten und es ist daher vernünftigerweise nicht zu erwarten, daß aus ihnen Daten von bleibendem Wert und allgemeiner Anwendung gewonnen werden können.

Wenn wir daher ernstlich nach feststehenden und bestimmten Eigenschaften forschen, um aus ihnen berechtigte Verallgemeinerungen über die Bildung der Mineralien zu gewinnen, so müssen wir, das ist klar, der gleichen Überlegung folgen, die die Chemie zu einer exakten

Wissenschaft gemacht hat; daß wir nämlich als Typen, seien sie nun Zusammensetzungen oder Elemente, nur solche Präparate bezeichnen, deren gesamte Verunreinigungen so gering sind, daß sie übersehen werden dürfen. Ist die Rede von einem solchergestalt genau definierten Typ, dann hat jede Veränderung, gleichviel in welcher Richtung und welchen Grades, sei es nun kristallographisch, chemisch oder thermal, eine ganz bestimmte Bedeutung für den Typ, und so, wie die Angabe über die Dichte einer Substanz ohne Bedeutung ist, wenn sie nicht in Beziehung zu der jeweiligen Temperatur gesetzt ist, so besagen Angaben über optisches, thermales und sonstiges Verhalten eines Kristalls nichts, wenn sie unabhängig von seiner chemischen Beschaffenheit betrachtet werden. Das geophysikalische Laboratorium hat seit dem Anfang seiner Wirksamkeit versucht ein exaktes Wissen von den Beziehungen der Mineralien untereinander zu gewinnen und hat in dem Bestreben, dieses Ideal zu verwirklichen, begonnen, alle natürlichen Mineralien, die Verunreinigungen enthalten als Modifikationen jener zu betrachten, die chemisch rein sind. Das reine Mineral kann durch alle seine spezifischen Eigenschaften definiert und, bei gegebenen Bedingungen, jeweils reproduziert werden und ist geeignet, jeder Art von Forschung als zuverlässiger Anhaltspunkt zu dienen. Von diesen Typen weichen die natürlichen Mineralien in ihrem Verhalten ab und zwar proportional der Art und Menge der in ihnen enthaltenen Verunreinigungen.

Folgerungen betreffs der Gültigkeit der Schmelzpunktangaben.

Kommen wir also zum Thema zurück, so scheint es, daß der Bestimmung der Schmelzpunkte der Mineralien keine prinzipielle Schwierigkeit im Wege steht, d. h. immer vorausgesetzt, daß das untersuchte Mineral ein vollkommen reines Exemplar ist und das physikalische Vorgehen bei der Bestimmung seines Schmelzpunktes im Einklang mit der anfangs gegebenen Definition steht.

Methoden zur Schmelzpunktbestimmung.

Wenn wir nun zur Auswahl der Methoden weiterschreiten, so müssen wir uns nach den physikalischen Eigenschaften der zu prüfenden Mineralien richten und dürfen nicht sklavisch ein und dieselbe Methode für alle Mineralien anwenden. Es ist aber im Hinblick auf den kleinen Raum, der mir zur Verfügung steht, besser, ich beschränke mich auf die Behandlung jener wenigen Methoden, die hauptsächlich zum Fortschritt auf diesem Gebiete beigetragen haben und verzichte auf die Beschreibung aller der Vorschläge, die zu diesem Ende gemacht worden sind.

Joly's Methode.

Von allen den Methoden, die uns heute zur Auffindung der Schmelzpunkte tauglich erscheinen, ist die älteste die mittels des Meldometers Joly's,[1]) die seit dem ursprünglichen Versuche noch von Cusack,[2]) Fletcher[3]) und Burgess[4]) ausgebaut worden ist. In ihrer ersten Fassung war diese Methode einfach, direkt und sehr schnell; aber darin, daß sie zur Erkennung des Schmelzpunktes kein anderes Kriterium als das Aussehen des heißen Minerals bot, sehr subjektiv.

Der Apparat besteht aus einem dünnen, unter dem Mikroskop befindlichen Platinstreifen, auf dem kleinste Teilchen des zu prüfenden Minerals verteilt werden. Der Platinstreifen wurde dann auf elektrischem Wege erhitzt und seine Temperatur aus seiner linearen Ausdehnung abgeleitet. Dieser Streifen war durch einen dünnen Schirm, der vor der Beobachtung aufgebracht werden konnte, vor dem Luftstrom geschützt. Da er 10 cm lang war, bot dieser Streifen vor allen anderen Apparaten einen Vorteil; es war nämlich möglich, eine ganz beträchtliche Anzahl von Teilchen zur gleichen Zeit gleichmäßig zu erhitzen und sich von ihrem relativen Verhalten zu überzeugen durch einfaches Hin- und Herschieben des Mikroskops parallel dem Streifen, was durch eine sinnreiche Einrichtung ermöglicht war. Eben diese Möglichkeit war von großem Wert, wenn es galt, eine Reihe von nur wenig verschiedenen Lösungen zu prüfen, um den eutektischen Punkt zu entdecken. Daher wurde diese Einrichtung auch später von Shepherd[5]) zu diesem Zwecke vielfach benutzt und zwar bis zu Temperaturen bis zu 2000°, wobei allerdings Iridium das Platin zu ersetzen hat.

Dieses System hat drei Nachteile: 1. die Möglichkeit von Temperaturschwankungen, die durch Luftströme und die geringe Menge erhitzten Materials bedingt wird, 2. die Schwierigkeit, genaue Temperaturmessungen anzustellen (die Ausdehnung des Streifens liefert nämlich keine genauen Temperaturangaben wegen der unkontrollierbaren Temperaturgradienten an den Enden) und endlich drittens, den Mangel irgendeines unbedingten endgültigen Kriteriums, da die Feststellung der Änderungen, die das Schmelzen anzeigen, allein dem subjektiven Urteil des Beobachters überlassen bleiben.

Die erste Schwierigkeit wurde überwunden, indem man einen etwas breiteren Streifen nahm und ihn vollkommen einschloß und

[1]) J. Joly, Proc. Roy. Irish Acad. (3), Bd. 2, 1891, S. 38.
[2]) R. Cusack, Proc. Roy. Irish Acad. (3), Bd. 4, 1896, S. 399.
[3]) A. L. Fletcher, Proc. Roy. Irish Acad., Bd. 13, 1913, S. 443.
[4]) G. K. Burgess, J. Wash. Acad. Sc., Bd. 3, 1913, S. 7 und Phys. Zeitschr., Bd. 14, 1913, S. 158.
[5]) Am. J. Sc. (4), Bd. 22, 1906, S. 278.

die zweite, indem man zur Messung der Temperatur nicht die Längsausdehnung des Streifens, sondern die Strahlung seiner unbedeckten Oberfläche benutzte. Die Wärmeausstrahlung des Platins ist nun so sorgfältig studiert worden, daß auf diese Weise eine ganz ansehnliche Genauigkeit ($\pm 10^0$) der Messungen garantiert ist. Die allseitige Umhüllung des Streifens ermöglicht außerdem Untersuchungen im luftleeren Raum, was von unschätzbarem Werte ist, wenn solche Silikate in Frage kommen, die von der Luft angegriffen werden. Die dritte Schwierigkeit aber bleibt bestehen und ist bei der Untersuchung von Mineralien, die nicht deutlich und schnell unter dem Einfluß der Hitze reagieren, sehr lästig.

Die Tatsache, daß der Apparat nur klein, die Handhabung leicht und einfach ist, und daß eine Menge von 1 Cbmm des zu untersuchenden Materials genügt, das sind Vorteile, die es verdienen, hervorgehoben zu werden. Die Anwendung des Apparates kommt nicht nur in Betracht, zur Untersuchung von Substanzen mit scharfem Schmelzpunkt, sollte aber auf solche Fälle beschränkt werden, falls besondere Genauigkeit verlangt wird. Es ist kaum durchzuführen, die Temperatur eines so dünnen Metallstreifens für lange Zeit konstant zu erhalten wegen der großen Beeinflußbarkeit einer kleinen Masse durch zufällige Schwankungen in der Heizung.

Die Temperaturberechnung eines solchen Apparates ist verhältnismäßig einfach und frei von Ungenauigkeiten, wenigstens, wenn sich der Metallstreifen in einem luftleeren Gefäß befindet. Es brauchen nur Teilchen von chemisch reinen Metallen oder von reinen Silikaten, deren Schmelzpunkt bekannt ist (Lithiumsilikat, Anorthit, Diopsid), auf den Streifen gelegt zu werden und danach die Schmelztemperatur mit Hilfe eines optischen Pyrometers von Holborn-Kurlbaum, das dem Mikroskop eingefügt ist, festgestellt zu werden. Die so gewonnene Temperaturberechnung bleibt so lange gültig, als die Oberfläche des Streifens nicht durch darauf geschmolzene Metalle überzogen und dadurch in ihrer Ausstrahlung beeinflußt wird.

Bei Mineralien, die ziemlich schnell auf Temperaturwechsel reagieren, und bei denen daher das Auftreten der Schmelze den Augenblick der Zustandsveränderung einwandfrei anzeigt, arbeitet diese Methode schnell, genau und verläßlich. Zur Erläuterung müssen hier noch einige beschreibende Worte über die letzte Form (Burgess) des Joly'schen Apparates Platz finden. Obgleich dieser hauptsächlich zur Messung der Schmelzpunkte von seltenen Metallen bestimmt war, so hat der Autor sein Verhalten gegenüber einigen typischen Silikaten auch schon mit gutem Erfolge geprüft.[1])

[1]) G. K. Burgess u. R. G. Waltenberg, „Schmelzpunkte refraktärer Elemente". Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. 82, 1913, S. 361.

„Für Schmelzen auf Platin kalibrierte man das Pyrometer mit Hilfe der Schmelzpunkte von Nickel und Palladium. Das Schmelzen dieser Metalle auf Platin erfolgt außerordentlich scharf, und sie scheinen sich mit der Unterlage vor dem Schmelzen nicht zu legieren. ... Wir erwähnen z. B., daß es möglich ist, bei zwei nebeneinanderliegenden Stücken Gold auf Platin, deren Temperatur sich nur um 1° unterscheidet, so zu arbeiten, daß das eine vollkommen geschmolzen ist, während das andere keinerlei Zeichen von Schmelzung zeigt. ...“

„Schließlich haben Day und Sosman gefunden, daß Anorthit und Palladium in Tiegeln bei derselben Temperatur schmelzen, und wir haben das gleiche für die Schmelzung dieser Stoffe auf Platin feststellen können.“

„Überdies haben wir mit dem Mikropyrometer[1]) genau ihren Wert für den Schmelzpunkt von Diopsid — 1391° — mit ihrem Material erhalten können; dies beweist, daß die Kalibrierung mit Metallen genaue Werte für die Schmelzpunkte von Salzen liefert.“

Brun's Methode.

Brun bestimmt die Silikatschmelzpunkte immer in Gasschmelzöfen, in denen die Temperatur durch Segerkegel gemessen wurde. Obwohl die von Brun veröffentlichten Resultate ausgezeichnet mit den neuesten Ergebnissen übereinstimmen, so ist doch die Methode nur bei größter Vorsicht und langer Erfahrung anzuwenden. Die Segerkegel, die in der Industrie bei hohen Temperaturen verwendet werden, sind Mischungen von verschiedenen Oxyden, deren eines immer Quarz ist. Es ist schließlich gleichgültig ob dieser Quarz isomorphe oder eutektische Mischungen mit den anderen Komponenten des Kegels eingeht. Die Reaktion geht so langsam vor sich, daß das Gleichgewicht in der Zeit, in welcher exponiert werden muß, um solche Temperaturuntersuchungen zu machen, nicht erreicht wird.[2]) Die mit Hilfe der Kegel erhaltene Temperatur hängt also ebensoviel von der Versuchsdauer ab, wie von der chemischen Zusammensetzung der Kegel; daher können diese Untersuchungen kaum Anspruch darauf erheben, als sehr genau bezeichnet zu werden. In diesem Sinne muß auch gesagt werden, daß die Verhältnisse bei Verwendung eines Gasschmelzofens mit dem bei Gebrauch eines elektrischen Ofens nicht zu vergleichen sind, weder was die Exaktheit der möglichen Kontrolle, noch was die Freiheit von chemischen Verunreinigungen anbetrifft.

---

[1]) So hat Burgess seinen Apparat genannt.

[2]) Vgl. R. B. Sosman, The Physical Chemistry of Seger Cones. Trans. Am. Ceramic Soc., Bd. 15, 1913, S. 482.

Die Methoden, die in Doelter's Laboratorium angewandt werden.

Doelter hat, zusammen mit seinen Mitarbeitern, den Schmelzprozeß von viel mehr Mineralien und Kristallen untersucht, als je in einem anderen Laboratorium geprüft worden sind. Seine Methoden verdienen daher auch der Erwähnung.

In früheren Jahren (1901) wurde ein kleines Kristallstückchen in einem Gasofen erhitzt und mit einem Teleskop beobachtet, bis sich an den scharfen Ecken eine Abrundung wahrnehmen ließ [1]) und dann wurde die Temperatur mit Hilfe eines Thermoelements, das von Ofengasen durch eine Porzellanhülse geschützt war, festgestellt. Später verwendete man ein Mikroskop und einen elektrischen Ofen, eine Änderung, die zwar eine bessere Kontrolle der Temperatur ermöglicht, aber das Prinzip nicht wesentlich verändert. Dieses ist im Grunde mit der oben behandelten Methode Joly's identisch (abgesehen von der Temperaturmessung mit Hilfe des Thermoelements) und hat infolgedessen die gleichen Nachteile. In neuer Zeit hat Doelter häufig eine ganz ansehnliche Materialmenge (30—75 g) zu seinen Versuchen benutzt und seine Temperaturen von einem in der Masse eingebetteten Thermoelement abgelesen, und zwar, indem er die erste Andeutung der Erweichung oder den Knick in der Erhitzungskurve, der der Zufuhr der latenten Schmelzwärme entspricht, beobachtete. Diese letzte Methode hat den großen Vorteil, daß sie unabhängig vom Urteil des Beobachters ist, ist aber trotzdem nicht gern von Doelter angewandt worden. Daher hat sich bei nahezu allen von der Wiener Schule veröffentlichten Experimenten der Beobachter darauf verlassen, daß das Aussehen der Kristallteilchen bei langsamer Erwärmung den einzigen Anhaltspunkt für die Bestimmung des Schmelzpunktes gibt. Aber da den ersten Anzeichen der Abrundung an den Ecken und Kanten selten sofort das vollkommene Schmelzen eines Teilchens oder der ganzen Gruppe folgt, so haben sie es eingeführt, daß beim Schmelzprozeß vier Temperaturen registriert werden, und zwar folgendermaßen: [2])

1. Beginn des Schmelzens,
2. eigentlicher Schmelzpunkt (Gleichgewicht fest-flüssig),
3. vollständige Umwandlung in die flüssige Phase,
4. Temperatur der Dünnflüssigkeit.

Die Abstufungen entsprechen, abgesehen vom zweiten Punkt, keinen feststehenden Definitionen, und sind ebenso wie die Beobachtungen mit Hilfe des Joly'schen Apparates letzten Endes subjektiv und ohne jede Bedeutung für einen anderen Experimentator. Ja, es bestehen

---

[1]) C. Doelter, Wiener Ber., Bd. 115, 1906, S. 622.

[2]) Tertsch-Tabelle Nr. 154, Landolt-Börnstein-Roth-Tabellen.

sogar berechtigte Zweifel, ob der gleiche Experimentator bei anderen Versuchen die verschiedenen Punkte ebenso lokalisieren würde, wenn er z. B. die Versuche mit einem anderen Apparat oder bei veränderten Erhitzungsgeschwindigkeiten wiederholen würde, da zum mindesten die Punkte 1 und 3 nachweislich von der Größe des Korns und der Erhitzungsgeschwindigkeit abhängig sind. Dies gibt DOELTER auch selbst zu, in dem schon erwähnten Kapitel über die Silikatschmelzen (Handbuch der Mineralchemie, Bd. 1, S. 632):

„Als Resultat meiner Untersuchungen geht hervor, daß die Silikate mit wenigen Ausnahmen keinen festen Schmelzpunkt haben, sondern ein Schmelzintervall. Wir haben daher auch keine Tripelpunkte, sondern diese werden im Diagramm durch eine Kurve ersetzt. Ferner sind die Schmelztemperaturen abhängig von der Korngröße, dann von der Erhitzungsgeschwindigkeit. Die optische Methode, wie sie früher angegeben wurde, und die Kontrolle durch äußerst langsames Erhitzen im elektrischen Ofen und fortwährende Untersuchung des zu schmelzenden Körpers kann allein eine halbwegs richtige Bestimmung des Schmelzpunktes geben."

Daher können uns die Arbeiten, die DOELTER's Schule veröffentlicht hat, nur mitteilen, was ein Beobachter unter diesen ganz bestimmten experimentellen Bedingungen wahrgenommen hat, enthalten aber keine Angaben von genau bestimmten Charakteristika definierbarer Substanzen. Dieser Mangel an präziser Definition tritt in einigen der Schmelzpunktangaben, die aus DOELTER's Laboratorium hervorgegangen sind und auf die schon hingewiesen ist, deutlich zutage. So führt z. B. GINSBERG [1]) für den Schmelzpunkt des Anorthit vom Vesuv folgende Angabe aus DOELTER's Laboratorium an:

„. . . . . so fand er (DOELTER) im Jahre 1901 den Schmelzpunkt T_0 zu 1124°; [2]) im Jahre 1902 gibt er ein Temperaturintervall, nämlich T_1 1132° und T_2 1150° [3]) an; ferner ermittelte er im Jahre 1903 T_1 zu 1150° und T_2 zu 1225 [4]) und endlich im Jahre 1906 T_1 1256° und T_2 1330°. [5]) Wie aus diesen Zahlen ersichtlich, gibt DOELTER jedesmal höhere Schmelztemperaturen für Anorthit an, und zwar beträgt die Differenz zwischen der ersten und letzten Bestimmung fast 200°."

„Die Mitarbeiter von Prof. DOELTER, K. FREIS und E. DITTLER, bestimmten den Umwandlungspunkt für den künstlichen Anorthit;

[1]) Zeitschr. anorg. Chem., Bd. 73, 1911, S. 279.

[2]) C. DOELTER, Über die Bestimmung der Schmelzpunkte bei Mineralien und Gesteinen. T. M. P. M., Bd. 20, 1901, S. 223.

[3]) C. DOELTER, Neue Bestimmungen von Schmelzpunkten. T. M. P. M., Bd. 21, 1902, S. 28.

[4]) C. DOELTER, Beziehung zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien. T. M. P. M., Bd. 22, 1903, S. 297.

[5]) C. DOELTER, Die Silikatschmelzen. IV. Mitteilung.

der erstere fand das Schmelzintervall von 1275—1345°,[1]) also ein etwas höheres Intervall als das von Doelter für den natürlichen Anorthit ermittelte; der zweite fand, daß das Schmelzintervall zwischen 1290—1370° liegt.“

Diesen Unstimmigkeiten in den Resultaten, die alle in ein und demselben Laboratorium gefunden worden sind, müssen einmal zum Vergleich folgende Werte gegenübergestellt werden, die alle sehr befriedigend übereinstimmen, trotzdem sie von verschiedenen anderen Beobachtern und mit verschiedenen experimentellen Methoden gefunden wurden (Ginsberg, loc. cit. S. 280).

„So gibt Doelter die Schmelztemperatur des gut und leicht kristallisierenden Wollastonits zu 1250° [2]) an, während Allen und White sie bereits bei 1512° [3]) finden; denselben Wert fand auch G. Stein;[4]) ferner gibt R. Wallace[5]) dieselbe zu 1502° und W. W. Karandeeff[6]) zu 1501° an; schließlich fanden ich[7]) und P. J. Lebedew[8]) diese Temperatur bei 1512°.“

In diesem Zusammenhang muß auch erwähnt werden, daß die Versuche in Doelter's Laboratorium augenscheinlich niemals doppelt oder gruppenweise gemacht worden sind, daß niemals eingehendere Angaben über das thermoelektrische System und seine Tauglichkeit gemacht werden und daß ebensowenig der Zustand des beobachteten Materials vor und nach dem Versuche durch ausgeführte chemische Analysen mitgeteilt wird. — Dieser letztere Mangel wird dadurch besonders verhängnisvoll, daß sich bei dem Gebrauch von Schmelztiegeln aus Porzellan oder Quarzglas immer Unsicherheiten ergeben, wegen der Möglichkeit, daß die zu untersuchende Masse mit dem Tiegelmaterial völlig unkontrollierbar reagiert. Die gleiche Möglichkeit übrigens, die sich vor Jahren bei den sonst glänzenden Mineralsynthesen durch Morozewicz als verhängnisvoll erwies. — Aus all diesen Gründen geht hervor, wie schwer es für den Leser ist, herauszufinden, ob die

[1]) R. Freis, Über die Ausscheidungsfolge von Silikaten usw. N. Jahrb. f. Min., Bd. 23, 1907, S. 70.

[2]) C. Doelter, Beziehung zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien. T. M. P. M., Bd. 22, 1903, S. 297.

[3]) Allen u. White, On Wollastonite and Pseudowollastonite. Am. Journ. Sc., Bd. 21, 1906, S. 100.

[4]) G. Stein, Über die Darstellung einiger Silikate. Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 163.

[5]) R. Wallace, Über die binären Systeme des Natriummetasilikats usw. Z. anorg. Chem., Bd. 63, 1909, S. 3.

[6]) W. Karandeeff, Über die binären Systeme des Calciummetasilikats mit CaF_2 und $CaCl_2$. Z. anorg. Chem., Bd. 68, 1910, S. 191.

[7]) A. S. Ginsberg, Einige Schmelzversuche an Calciummagnesiumsulfate und Silikate. Ann. d. St. Petersb. Polytechn. Inst., Bd. 6, 1906, S. 500.

[8]) P. J. Lebedew, Schmelzversuche an einigen Bisilikaten. Ann. d. St. Petersb. Polytechn. Inst., Bd. 13, 1910; Z. anorg. Chem., Bd. 70, 1911.

Unstimmigkeiten zwischen den Maßangaben Doelter's und seiner Schule einerseits und den sonst gefundenen Resultaten andererseits nun die Folgen der angewandten subjektiven Kriteria sind, oder auf die ungenügende Kontrolle physikalischer Bedingungen zurückgeführt werden müssen, oder auf Ungenauigkeiten in der chemischen Zusammensetzung, oder endlich, ob diese drei Faktoren alle zusammenwirken.

Tammann's Schmelzofen.

Wenn auch die eben skizzierten Methoden diejenigen sind, die am meisten zur Auffindung von Daten in dem Gebiete der Silikatschmelzen angewandt werden, so verdienen doch auch einige Punkte aus den Arbeiten anderer Beobachter hier angeführt zu werden. Tammann z. B. hat eine sehr zweckmäßige Form eines elektrischen Schmelzofens vorgeschlagen, der auch von verschiedenen Forschern mehr oder weniger angewandt worden ist. Er besteht in der Hauptsache aus einer Röhre aus feinkörniger, stark gepreßter Gaskohle, die zwischen zwei passende Elektroden eingeschaltet ist, durch die ein Wechselstrom niedriger Spannung direkt hindurch geleitet werden kann. Dieser Ofen ist sehr angenehm in der Handhabung, ist schnell zu heizen und liefert Temperaturen bis zu 2000° und mehr, ist aber gewöhnlich für feinere Regulierung nicht berechnet. — Eine weitere Gefahr liegt in der reduzierenden Wirkung der Kohle und der CO-Atmosphäre, die unvermeidlich resultieren muß, wenn nicht ganz besondere, sehr schwierige Vorsichtsmaßregeln getroffen werden. — Gesteinsbildende Oxyde und Silikate weisen selten ihre normalen Gleichgewichtsbedingungen auf, wenn sie mit Kohlenstoff und CO unter sehr hohen Temperaturen in Berührung stehen.

Hier ist es leider ebenso wie bei den Resultaten der Wiener Schule sehr schwer, festzustellen, ob und in welchem Maße diese Schwierigkeit in den Resultaten der Schüler Tammann's fühlbar wird, weil eben weder vor, noch nach den Versuchen Analysen gegeben werden. Tammann mißt die Temperatur mit Hilfe eines Thermoelements, welches übrigens auch mit äußerster Vorsicht vor der zersetzenden Wirkung der reduzierenden Gase geschützt werden muß. Wenn metallische Oxyde, selbst in noch so geringer Menge, vorhanden sind, so wird das Thermoelement sofort heftig und meistens auch dauernd von einer reduzierenden Atmosphäre angegriffen, was Fehler in der Temperaturmessung bis 200° zeitigen kann.

Das Registrier-Pyrometer (Kurnakow, Ginsberg).

Eine andere, von den Russen[1]) eingeführte Einrichtung ist sehr wertvoll, wenn man sich ihrer bedienen kann. Sie pflegen die Sili-

[1]) N. S. Kurnakow, Z. anorg. Chem., Bd. 42, 1904, S. 184.

kate in einem geeigneten Ofen, der mit einem Thermoelement versehen ist, zu erhitzen. Dieses war wiederum mit einem Galvanometer mit photographischem Registriersystem in Verbindung. Hier äußern sich alle Wirkungen, die die Hitze auf die Masse ausübt, als eine kontinuierliche Kurve, deren Unregelmäßigkeiten und Knicke jeweils irgendwelchen plötzlichen Schwankungen in dem Energiegehalt des Materials entsprechen, wie sie etwa durch die Schmelz- oder Bildungswärme hervorgerufen werden. — Die hiermit gewonnenen Angaben sind also vom individuellen Urteil des Beobachters unabhängig und jeder Teil der Kurve kann, wenn es nötig ist, nachgeprüft werden, indem man das Experiment bei der entsprechenden Temperatur wiederholt, und dabei etwa die Erhitzungsgeschwindigkeit oder andere experimentelle Bedingungen verändert. — Der Nachteil dieses automatischen Registrierapparates ist allen derartigen Einrichtungen eigen: daß es nämlich unmöglich ist, große Empfindlichkeit zu erreichen und ein großes Temperaturgebiet aufzunehmen. Will man dies letztere aber unbedingt erreichen, so wird die Empfindlichkeit herabgemindert; — legt man es andererseits darauf an, diese zu steigern, was sich leicht erreichen läßt, dann nimmt der Wirkungsbereich des Apparates an Größe entsprechend ab, und es ist daher möglich, daß der Lichtstrahl bei größeren Unregelmäßigkeiten gänzlich daneben läuft und daß dadurch der wichtigste Teil der Beobachtungen verloren geht. Einen Vorteil allerdings hat diese Methode vor allen anderen: daß es nämlich möglich ist, mit zwei Thermoelementen zu arbeiten, so daß man die beiden Aufzeichnungen nebeneinander auf dem gleichen Blatt Papier hat. Eines der beiden Elemente befindet sich im Schmelzofen, das andere in der zu untersuchenden Masse; auf diese Weise wird man Unregelmäßigkeiten der Kurve, die sich aus der Heizung erklären, niemals mißdeuten.

Die im geophysikalischen Laboratorium angewandten Methoden.

Wenn wir von den Methoden sprechen, die im geophysikalischen Laboratorium beim Studium der Silikatschmelztemperaturen angewandt werden, so brauchen wir nicht historisch die ganze Entwicklung der Methoden, die sich am besten bewährt haben, zu verfolgen. Alle oben beschriebenen Methoden mit einer ganzen Reihe von Modifikationen wurden hier ausprobiert. Manche neuen und manche alten Methoden und auch Kombinationen aus beiden wurden versucht; allerdings waren die meisten neu wohl nur in ihrer Anwendung auf die besonderen Umstände bei den Silikatschmelzen (z. B. der Zähflüssigkeit), während sie in ihren zugrundeliegenden physikalischen Prinzipien schon lange überall dort bekannt waren, wo man zu physikalischen Zwecken mit

hohen Temperaturen arbeitete (z. B. in der physikalisch-technischen Reichsanstalt).

Bei den Arbeiten in unserem Laboratorium war es zu einer durchweg aufrecht erhaltenen Regel gemacht worden, daß keine Schmelzpunktbestimmungen sich einzig und allein auf das subjektive Urteil des Beobachters stützen sollen. Es wurde allgemein immer so vorgegangen, daß zuerst, vermittels chemischer Analyse, die Zusammensetzung des Materials festgestellt wurde, und ebenso die physikalischen Bedingungen, denen man es nachher unterwarf; und daß zum Schlusse wieder die chemischen und physikalischen Eigenschaften geprüft wurden, so daß jeder, der Silikatschmelzpunkte untersucht, das Experiment wiederholen und das Resultat entweder bestätigen oder widerlegen kann.

Sucht man dies Ideal zu verwirklichen, so findet man bald, daß es wenigstens am Anfang unmöglich ist, ausgiebig von den natürlichen Mineraltypen Gebrauch zu machen, wegen der ungenügend definierten Unterschiede zwischen den verschiedenen Typen ein und desselben Minerals. — Überdies hat es sich als logischer erwiesen, das Verhalten der natürlichen Variationen eines Minerals auf einen unveränderlichen Typ zu beziehen, nämlich auf das chemisch reine Material. So, aber auch nur so, erscheint es möglich, die physikalischen und chemischen Faktoren, welche eine Schmelzpunktbestimmung oder eine andere physikalische Konstante beeinflussen, miteinander zu vergleichen.

Dieses Vorgehen wurde sonst nirgends so allgemein eingehalten wie hier, wurde sogar bei Gelegenheit von gegnerischer Seite angegriffen; aber es ist vielleicht der charakteristischste Zug in den Arbeiten dieses Laboratoriums, in seinem Verhältnis zu der Wissenschaft, deren Förderung es sich zur Aufgabe macht.

Dies ist weder der geeignete Zeitpunkt, noch die richtige Stelle für eine ausführliche Aufzählung der hier ausgearbeiteten Methoden. Sie erstrecken sich über eine große Anzahl von ganz verschiedenen experimentellen Maßnahmen, die sich in einzelnen Veröffentlichungen aus diesem Laboratorium finden. Eine Anzahl unter ihnen wurde von F. M. Jaeger in eine passende Form gebracht und in einem neuerschienenen Buch vereinigt, unter dem Titel: Eine Anleitung zur Ausführung exakter physiko-chemischer Messungen bei höheren Temperaturen.[1]) Aber nichtsdestoweniger mögen einige charakteristische Einzelheiten aus den Arbeiten, die besonders auf das Studium der Mineralschmelzpunkte hinzielen, erwähnt werden. Der am meisten angewandte elektrische Schmelzofen besteht aus einer Spule reinen Platindrahtes, der an der Innenseite eines dicken Magnesia-Ofens aufgewickelt ist. Der Vorzug, den reines Platin vor dem im Handel

[1]) Groningen, 1913.

befindlichen oder mit Rhodium und Iridium legierten hat, besteht darin, daß das reine Platin die Thermoelemente nicht verunreinigt. Ist dies aber geschehen, so ist es nicht mehr möglich, sehr präzis damit zu messen. — Daß sich die Platindrahtspule innerhalb der Röhre befindet, hat nur den Erfolg, daß die Wirksamkeit des Ofens erhöht und daß die Kontrolle der Temperaturen etwas beschleunigt wird. In diesen Öfen kann man ohne jeden Zwischenfall eine Temperatur von 1635° erreichen (Platin schmilzt bei 1755°) und kann jede Temperatur bis zu dieser Grenze, mit geringen Schwankungen von 1—2° beliebig lange konstant erhalten, wenn man sich geeigneter Akkumulatorenbatterien und Rheostaten bedient.

Zu vielen Zwecken, besonders wenn man sich kleinerer Öfen von nur 2 cm Durchmesser und weniger, bedient, wird ein Platindraht, der sich um die Außenseite einer Alundum-Röhre [1]) windet, die geeigneten Dienste tun.

Kein anderes Material als Platin darf mit dem zu untersuchenden Silikat in Berührung kommen; höchstens bei Temperaturen über 1600°, wo manchmal chemisch reines Iridium und optische Temperaturmessung verwandt worden ist. — Die Menge des zu untersuchenden Materials, die früher 100 g betrug, wurde nach und nach bis auf 1 oder 2 g vermindert, und es hat sich gezeigt, daß diese kleinen Mengen vollkommen genügen. Der einleuchtende Vorteil dieser Änderung besteht darin, daß bei Mengen von nur 2 g mit absoluter Sicherheit angenommen werden kann, daß sie sich durchaus in der gleichen konstanten Temperatur befinden, während sich bei einer Menge von 100 g oft Temperaturunterschiede von 10° zwischen Zentrum und Oberfläche zeigen werden, die nur durch große Vorsichtsmaßregeln vermieden werden können.

In dieses Material wird nun ein Thermoelement ohne jede Umhüllung eingeführt. Die Drähte desselben sind so dünn (0,25—0,4 mm), daß die Wärmemenge, die von der heißen Lötstelle abgeleitet wird, in ihrer Wirkung auf die gemessene Temperatur ruhig übersehen werden darf.

Ein zweites Element, direkt außerhalb der Masse, dient dazu, Mißdeutungen von Schwankungen der Heizungstemperatur zu vermeiden, die allerdings sowieso bei Verwendung einer Batterie von großer Kapazität als Energiequelle so gut wie ausgeschlossen sind.

Mit solcher Ausrüstung können wir zwei Wege betreten. Wählen wir den ersten, so wird das Material in verschiedenen Geschwindigkeiten erhitzt und die Aufnahme der bei dem Schmelzen gebundenen Wärme auf der Temperaturkurve verzeichnet.

[1]) Al_2O_3 und etwa 1% Thon als Bindemittel.

Wenn auf diese Weise, bei verschiedenen Erhitzungsgeschwindigkeiten, die gleichen Schmelztemperaturen gefunden werden, so ist es kaum zu bezweifeln, daß das Gleichgewicht während des Schmelzens hergestellt worden ist, und die gefundene Temperatur ist tatsächlich der Schmelzpunkt, im Einklang mit unserer Definition. Aber selbst dann ist es ratsam, das Resultat zu kontrollieren und zwar durch die zweite Methode, die ihrerseits streng nach der Definition, wie sie im Anfangsparagraphen dieser Arbeit ausgesprochen ist, vorgeht. Hierbei wird der Ofen auf einer bestimmten konstanten Temperatur erhalten, und zwar solange, bis man die Sicherheit hat, daß sich die Masse bei dieser Temperatur im Gleichgewicht befindet, worauf man, mit Hilfe einer elektrischen Vorrichtung, den Tiegel sowie die Masse durch den Boden des Ofens in ein bereitstehendes Quecksilbergefäß fallen lassen und sofort abkühlen kann. Der Zustand der Masse kann nun, einerlei ob sie nun wie am Anfang kristallin, umgewandelt oder mehr oder weniger geschmolzen war, nach Belieben festgestellt werden, indem man Teilchen unter das Mikroskop bringt. Eine Reihe derartiger, bei angemessenen Temperaturen gemachter Beobachtungen werden schnell die Art und Eigenschaften aller stabilen Modifikationen eines bestimmten Silikates sowie die Temperaturgrenzen, innerhalb deren sie existieren, feststellen.

Das Thermoelement.

In der Voraussetzung, daß sich nicht alle Mineralogen darüber klar sind, welche Einschränkungen einem Thermoelement als physikalischer Meßvorrichtung anhaften, möge hier etwas gesagt werden über die Temperaturmessung mit einem Thermoelement, in solchen Fällen, in denen große Präzision vonnöten ist. Wenn zwei homogene Drähte von geeigneter Zusammensetzung (Kupfer und Konstantan bei niederen, Platin und Platin-Rhodium bei hohen Temperaturen) an je einem Ende verbunden werden, während die beiden anderen Enden in einem Eiskasten mit einem Kupferdraht, der zu einem Galvanometer führt, verbunden werden, dann wird die elektromotorische Kraft, die durch Erhitzen der Lötstelle der Drähte ausgelöst wird, angenähert proportional sein der Temperatur, die das Gasthermometer anzeigt.[1]) Das genauere Verhältnis der elektromotorischen Kraft zu der Temperatur dieser Drähte ist schon anderweitig ausführlich behandelt worden, so daß ich nichts mehr darüber zu sagen brauche.

Mit einem solchen System läßt sich eine Genauigkeit bis auf einige Hundertstel Grad bei niederen Temperaturen und bis auf etwa

[1]) Day u. Sosman, High Temperature Gas Thermometry. Veröffentl. d. Carnegie-Instituts, Washington, Nr. 157, 1911; Journ. d. Phys. (5), Bd. 2, 1913, S. 727, 831, 849.

2° bei Temperaturen von etwa 1500° erzielen. Dies sind überhaupt die Genauigkeitsgrenzen der Temperaturskala, nicht etwa die Empfindlichkeitsgrenzen eines Thermoelements. Letztere reichen bis auf einige hundertstel Grad selbst bei Temperaturen von 1500° und darüber, allerdings nur solange die Drähte homogen bleiben und das Galvanometer imstande ist, Schwankungen der elektromotorischen Kraft zu registrieren.

Ich will hier auch ein für allemal feststellen, daß es verschiedene im Handel befindliche Galvanometer des Typs mit beweglicher Spule gibt, die einen Ausschlag von 1 mm auf der Skala (bei 1 m Abstand) auf 1 Mikrovolt (was bei Platin-Platin-Rhodiumelementen etwa 0,1°, und bei Kupfer-Konstantanelementen etwa 0,02° entspricht) aufweisen. Daher können Ablesungen bis zu 0,1° durchweg bei allen gewünschten Temperaturen bis zu 1600° gemacht werden. Die elektromotorische Kraft wird am besten mit einem Kompensationsapparat einer der hauptsächlichsten Typen, gemessen, und zwar bezogen auf das Normal-Cadmiumelement; dieser ganze Apparat[1]) ist im Handel überall zu bekommen und wird von allen Prüfungsanstalten richtig und genau kalibriert. Was Praktischkeit und Präzision anbelangt, läßt ein Apparat nach diesem System nichts zu wünschen übrig. Alle seine Angaben sind in Einheiten eines konstanten Maßes ausgedrückt (das der elektromotorischen Kraft des Cadmiumelements) und in der Minute können vier Ablesungen gemacht werden (bzw. kontinuierlich photographiert werden), ohne die geringste Schwierigkeit. Der einzige Nachteil liegt in der vorhin erwähnten Bedingung, daß die Drähte des Thermoelements in den den Temperaturgefällen ausgesetzten Teilen homogen sein müssen.

Die Konstanz solcher Messungen.

Damit wir an Beispielen den bleibenden Charakter der Resultate erläutern, die bei Verwendung richtig kalibrierter Thermoelemente mit reinem Material gewonnen wurden, möge hier mitgeteilt werden, daß nach all den 10jährigen Erfahrungen, die in diesem Laboratorium beim Schmelzen von Diopsid und Anorthit (als Beispiele) von verschiedenen Beobachtern, bei Präparaten aller Art und bei Verwendung jeder ausführbaren Methode gewonnen wurden, kein größerer

[1]) Wegen weiterer Einzelheiten über die vorteilhaften Konstanten für Galvano- und Kompensationsapparat, ebenso wie über die Vor- und Nachteile der Thermoelemente weise ich auf folgende Arbeiten hin: W. P. WHITE, Phys. Rev., Bd. 23, 1906, S. 382; Phys. Zeitschr., Bd. 8, 1907, S. 325; Zeitschr. Instr., Bd. 27, 1907, S. 210; Phys. Rev., Bd. 25, 1907, S. 334; Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 305 u. 331; Zeitschr. Instr. 1914 (im Druck). R. B. SOSMAN, Am. J. Sc. (4), Bd. 30, 1910, S. 1. F. M. JAEGER, loc. cit.

Fehler oder keine andere Unsicherheit mit unterläuft, als der absolute Fehler, der der gebräuchlichen Skala in dieser Temperaturgegend nun einmal eigen ist (Diopsid 1391° ± 2°; Anorthit 1550° ± 2°, Day- und Sosman'sche Skala von 1910; oder 1532° ± 2°, Skala der Reichsanstalt von 1900). Hier möge auch bemerkt werden, daß der kürzlich gemachte, ausführliche Versuch,[1]) den Schmelzpunkt des reinen SiO_2 zu bestimmen, auch dazu beigetragen hat, die erste Angabe dieser Konstanten, die im Jahre 1906 von diesem Laboratorium [2]) veröffentlicht worden ist, zu stützen.

Unser Bestreben, die Versuche so zu gestalten, daß sie von jedem Beobachter wiederholt werden können, vorausgesetzt immer, daß der chemischen Reinheit ebenso wie den physikalischen Bedingungen für präzise thermoelektrische Messungen die gebührende Aufmerksamkeit gezollt wird, wird auch durch die neueste Arbeit Nackens [3]) gestützt, die den Titel führt: Vergleich der optischen und der thermischen Methode zur Bestimmung von Schmelztemperaturen.

Hier möge die Aufmerksamkeit noch einmal auf die Resultate Burgess' gelenkt werden, der mit dem verbesserten Joly-Meldometer im „American Bureau of Standards" (siehe oben) für reinen Diopsid und Anorthit ebenfalls die gleichen, oben erwähnten Schmelzpunkte gefunden hat (1391 bzw. 1549°).

Der Einfluß der Korngröße.

Im vorhergehenden haben wir einige der am meisten angewandten Methoden betrachtet und Hinweise gegeben, wie die Schwierigkeiten, die der Reaktionsträgheit der Silikate entspringen, überwunden werden können. — Aber außer diesen existieren noch gewisse andere Schwierigkeiten.

Die Temperatur, bei welcher das erste Anzeichen auftretenden Schmelzens sichtbar wird, hängt von der Größe des Korns ab und ist um so niedriger, je feiner das Korn ist. Diese Erscheinung ist analog der Änderung der Tropfengröße einer Flüssigkeit mit dem Dampfdruck derselben, oder der Abhängigkeit der Löslichkeit eines festen Körpers von der Feinheit des Korns; diese Erscheinung hängt mit der Oberflächenspannung zusammen und ist bereits von vielen Forschern behandelt worden.[4])

[1]) C. N. Fenner, Gleichgewichtsbeziehungen der Mineralien. Am. J. Sc. (4), Bd. 36, 1913, S. 331.

[2]) J. Am. Chem. Soc., Bd. 28, 1906, S. 1089.

[3]) Centralbl. f. Min., 1913, S. 328.

[4]) J. W. Mellor, Pottery Gazette, Bd. 35, 1910, S. 1032; Trans. Eng. Ceramic. Soc., Bd. 9, 1910, S. 126. P. Pawlow, Zeitschr. phys. Chem., Bd. 14, 1911, S. 562. H. Leitmaier, Zeitschr. f. anorg. Chem., Bd. 81, 1913, S. 209; Centralbl. f. Min., 1913, S. 513.

Doch diese Veränderlichkeit des Schmelzpunktes mit der Korngröße kann nicht als Beweis gegen die Tatsache ganz bestimmter Schmelzpunkte der Silikate ins Feld geführt werden, denn die gleiche Wirkung läßt sich, sogar in noch größerem Umfange, beim metallischen Silber nachweisen, über dessen bestimmten und jederzeit reproduzierbaren Schmelzpunkt unter den Physikern kein Zweifel besteht. — Der normale Schmelzpunkt reinen Silbers unter Atmosphärendruck ist bekanntlich 960°, wobei eine Unsicherheit von weniger als 1° eingeschlossen ist, wogegen der äußerst feinkörnige Niederschlag metallischen Silbers in der Hitze zusammenbackt und schon bei etwa 650° anfängt zu fließen. Dieses Sinken des Schmelzpunktes um etwa 300° unter seine normale Lage hängt unmittelbar mit dem höheren Dampfdruck dieser äußerst feinkörnigen Masse zusammen, die infolgedessen der Schmelze gegenüber bei einer viel niederen Temperatur metastabil wird. Die Kenntnis dieser Tatsachen muß uns davor warnen, die Schmelzpunkte an Material zu bestimmen, das so feinkörnig ist, daß die Oberflächenspannung sich bemerkbar macht. Aber die Schwankungen der Schmelztemperaturen aus solchen Gründen beweisen absolut nicht, daß der Punkt, an dem flüssiges und festes metallisches Silber im Gleichgewicht sind, nicht ganz genau bestimmbar wäre, und das gleiche läßt sich von den Silikaten sagen.

Beziehungen verschiedener fester Phasen zum Schmelzpunkt.

Wenn es gestattet ist, in diese statistische Arbeit eine mehr theoretische Skizze (Fig. 1) einzufügen, so will ich mit einer solchen eine weitere Schwierigkeit illustrieren, die sicher jeder empfinden wird, der die Schmelzpunkte träger Silikate zu bestimmen sucht, ohne Rücksicht auf physikalisch-chemische Definitionen und auf die Wirkung der Erhitzungsgeschwindigkeit auf all die Silikate, bei denen sich das Gleichgewicht nach einem Temperaturwechsel nicht gleich einstellt. Dieses Diagramm stellt die Beziehung der Dampfdruckkurven der verschiedenen Formen von SiO_2 dar, wie sie FENNER[1]) in seiner neuerdings veröffentlichten Arbeit ausführlich behandelt hat. — Wenn nach dieser Skizze Quarz kontinuierlich erwärmt wird, und wenn man annehmen könnte, daß die von der Hitze verursachten Veränderungen so schnell eintreten, daß die Masse sozusagen immer im Gleichgewicht ist, dann würde sich der Quarz bei Punkt *a* (etwa bei 870°) in Tridymit umwandeln, und bei Punkt *b*, (1480°), wenn er die Kurve *a b* verfolgt, in Christobalit und der

H. LEITMAIER, Zeitschr. anorg. Chem., Bd. 81, 1913, S. 209. Centralblatt f. Mineralogie 1913, S. 513.

[1]) Stability relations of the silica minerals, loc. cit. S. 338.

weitere Prozeß würde nach Kurve *bc* verlaufen bis zum Schmelzpunkt des Christobalits bei *c* (ca. 1625°). — Was aber bei der Erwärmung des Quarzes tatsächlich vor sich geht, ist hiervon ganz verschieden. — Wenn das Material beim Punkt *a* angelangt ist, so verändert es sich nicht sofort, sondern folgt der Kurve *a e* durch das Bereich des Tridymit und des Christobalit hindurch bis zum Punkt *e*, wo der Quarz als solcher geschmolzen werden kann, wenn die Erwärmung eine einigermaßen geschwinde gewesen ist. Diese Temperatur liegt, in vollem Einklang mit unserer Theorie, etwa 150° unterhalb dem Punkte *c*, welcher die Schmelztemperatur derjenigen Form des SiO_2 bezeichnet, die normalerweise stabil ist, wenn sie sich mit ihrer Schmelze in Berührung befindet.

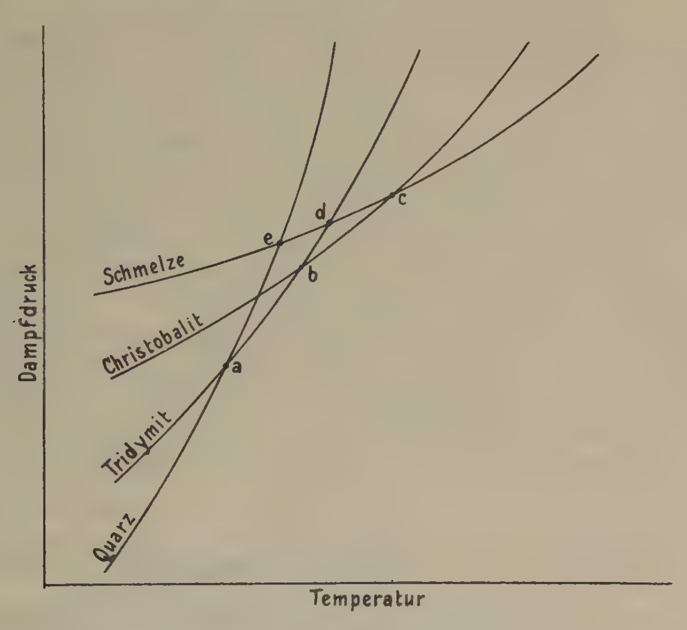


Fig. 1.

Ebenso ist es sicherlich wahr, daß, wenn Quarz bei *a* vollkommen in Tridymit verwandelt werden könnte (was noch nie geschehen ist), eine große Heizgeschwindigkeit ihn zwingen würde wieder *ab* zu folgen, über Punkt *b* hinaus in die Region, in der Christobalit stabil ist, bis zu dem Punkt *d*, wo er als Tridymit schmelzen würde, bei einer Temperatur in der Mitte zwischen *e* und *c*. Ich führe diese Beispiele hier nicht etwa an, um eine theoretische Diskussion zu eröffnen, sondern nur, um zu zeigen, daß eine übergroße Erhitzungsgeschwindigkeit, ja bei sehr trägen Substanzen selbst eine ganz normale (3° in

der Minute), die Ursache sein kann, daß die feste Phase bis zu einer Temperatur, in der nur die flüssige stabil ist, erhalten bleiben kann, was wir gewöhnlich Überhitzung nennen; ja, daß noch die weitere Schwierigkeit hierdurch entstehen kann, daß nämlich, in diesem speziellen Falle, das schmelzende Material Quarz und nicht Christobalit ist, mit anderen Worten, es mag eine unerwartete Form der Substanz auftreten, die niemals im stabilen Gleichgewicht mit der Schmelze gefunden wird und der dann ein ganz anderer Schmelzpunkt eigen ist. Diese Modifikationen werden notwendig (Fig. 1) bei niedrigeren Temperaturen schmelzen, als die Varietät, die normalerweise mit der Schmelze gleicher Zusammensetzung im Gleichgewicht ist, und außerdem werden sie, wenn das einzige Kriterium für die Bestimmung des Schmelzpunktes das Aussehen der Kristallteilchen im Ofen ist, den Beobachter irreführen und schwankende und unklare Resultate ergeben. Gewisse Substanzen, wie der eben erwähnte Quarz, oder auch wie Calcium-Orthosilikat, können 2 oder 3 derartige Umwandlungen durchmachen, bevor der Schmelzpunkt erreicht wird. — Diese Fälle machen aber weiter keine Schwierigkeiten, wenn man sich die Zeit nimmt, das Gleichgewicht in jedem Stadium der Verwandlungen herzustellen; aber sie lassen auch wieder erkennen, wie aus Übergangsverzögerungen überall dort, wo nicht die nötigen Vorsichtsmaßregeln getroffen werden, unvermeidlich die größte Verwirrung entstehen kann. — So kann es z. B. geschehen, daß der Versuch, experimentell eine Schmelztemperatur zu bestimmen, nicht etwa wegen eines Fehlers am Apparat, sondern zufolge ungenauen Vorgehens dazu führt, daß man den Schmelzpunkt einer zweiten oder dritten Modifikation der zu untersuchenden Substanz oder gar ein Gemisch von allen dreien mißt.

Mineralien, die vor dem Schmelzen unstabil werden.

Ebenso ist es erwiesen, daß eine Substanz schon unterhalb ihres Schmelzpunktes unstabil werden und sich in andere Substanzen mit völlig selbständigen Eigenschaften verwandeln kann. Diese Erscheinung kann an wasserhaltigen Mineralien und am Granat, die aber alle bis jetzt noch nicht gründlich untersucht worden sind, gut erläutert werden. Ebenso findet es sich beim Tricalciumsilikat, das in diesem Laboratorium ausführlich studiert worden ist. Wenn es erhitzt wird, behält es seinen selbständigen Charakter bis zu einer Temperatur von 1900° ($\pm$20°) bei, wo es sich in Dicalciumsilikat und CaO spaltet, die nun von dieser Temperatur an aufwärts beiderseits ihre selbständigen Eigenschaften bewahren. Daher wird der Versuch, den Schmelzpunkt des Tricalciumsilikats zu bestimmen, nur Angaben über den des Dicalciumsilikats geben; eine Tatsache, die aber unbedingt übersehen

wird, wenn man sich nur subjektiver Kriteria bedient. Mit solchen Schwierigkeiten muß man bei den Silikaten, ebenso wie bei anderen Stoffen, eben rechnen und für die Erforschung der Eigenschaften der Substanzen muß man definierbare Verhältnisse (Gleichgewicht) schaffen, sonst wird viele Arbeit verschwendet werden.

Zusammenfassung.
Bestimmung der Schmelzpunkte von Verbindungen.

Im ganzen also ist die Lage der Dinge, was den Stand der experimentellen Erforschung der Silikatschmelzpunkte anbetrifft, klar. Wenn ein Silikat so träge oder so zähflüssig ist, daß bei langsamer Erhitzung kein definitiver Punkt gefunden wird (bei verschiedenen Erhitzungsgeschwindigkeiten), bei dem ein bestimmter und reproduzierbarer Zustandswechsel eintritt, dann muß eine Methode gefunden werden, die unabhängig von der Erhitzungsgeschwindigkeit arbeitet. Sonst wird das Resultat weder eine physikalische Konstante darstellen, noch sonst in irgendeiner Weise für den untersuchten Stoff charakteristisch sein. Und weiterhin dürfen, wenn sich der Schmelzpunkt als von der Korngröße abhängig erweist, Korngrößen, bei denen die Oberflächenspannung als Faktor mitwirkt, nicht verwandt werden.

Wenn das zu bestimmende Material nicht bis zur Erreichung des Schmelzpunkts stabil bleibt, so muß auf andere angemessene Weise versucht werden, die Art und Weise der Veränderung zu erkennen und zu definieren und die verschiedenen Phasen, die bei den Zustandsänderungen des Systems auftreten, gegeneinander abzugrenzen und sie zu identifizieren.

In diesen komplizierten Fällen handeln wir vielleicht am klügsten, wenn wir ganz genau im Einklang mit unserer Definition vorgehen, nämlich den Schmelzpunkt an der Stelle suchen, wo die flüssige und die feste Phase eine gewisse Zeit ohne jegliche Veränderung nebeneinander bestehen können, also bei einer Temperatur, oberhalb der die ganze Masse sich verflüssigt und unterhalb der sie vollkommen im festen Zustand bleibt. Von der Homogenität und anderen physikalischen Eigenschaften des Materials kann man sich nach seiner Abschreckung dann nach Belieben mit Hilfe des Mikroskops überzeugen. — Dies ist zwar vielleicht eine sehr langsame Art des Vorgehens, aber sie ergibt zuverlässige physikalische Konstanten. — Sie gestattet kein subjektives Urteil seitens des Beobachters, was die Feststellung des Schmelzpunktes anbetrifft, und es scheint auch, als ob hier nicht mit irgendwelchen irreführenden Faktoren zu rechnen wäre. Eine Wiederholung des Experiments bei nur wenig erhöhter oder wenig erniedrigter Temperatur wird zeigen, ob eine Zustands-

änderung eingetreten ist und innerhalb welcher Grenzen die Schmelztemperaturbestimmung schwankt.

Bei einem weniger trägen Material, das sich in seinem Verhalten mehr den Erscheinungen auf dem Gebiete der Metallschmelzen nähert, wird eine langsame Erhitzung bei bekannter (möglichst konstanter) Geschwindigkeit und bei Verwendung eines richtig kontrollierten Ofens und eines, in dem Mineral eingebetteten Thermoelements meistens einen genauen Schmelzpunkt ergeben, der von der Erhitzungsgeschwindigkeit unabhängig ist (abgesehen von Fällen äußerst schnellen Erhitzens, was dann aber auch als eine Folge der Trägheit der Masse anzusehen ist). In solchen Fällen wird der Schmelzpunkt erkannt als der Augenblick, in dem die freiwerdende Schmelzwärme in der das Thermoelement umgebenden Masse absorbiert wird. — Auch in diesem Fall ist das Urteil des Beobachters ganz ausgeschaltet.

Mit Hilfe dieser beiden Methoden lassen sich also alle stabilen Silikate einwandfrei untersuchen (wenn die Anzahl der Komponenten nicht zu groß ist) und so ist also kein triftiger Grund mehr da, weshalb man sich subjektiver Methoden zur Bestimmung der Schmelzpunkte bedienen sollte, abgesehen vielleicht von solchen Fällen, in denen es sich nur um einleitende Feststellungen handelt, bei welchen sich ein Instrument in der Art des Joly'schen Meldometers als ganz nützlich erweist, oder etwa dann, wenn die untersuchten Substanzen ihren Zustandswechsel durch deutlich erkennbare, nicht mißzuverstehende Merkmale dokumentieren, indem sich einige ihrer physikalischen Eigenschaften sichtbar scharf und deutlich verändern.

Bestimmung des Schmelzintervalls fester Lösungen.

Bei festen Lösungen, z. B. den Kalk-Natronfeldspaten (Plagioklas), liegen die Dinge zwar anders, aber wir kommen durch die gleiche Überlegung zum Ziel. Es existiert ein scharf umgrenztes Temperaturgebiet, innerhalb dessen die Zustandsänderungen zugleich mit entsprechenden Veränderungen in der Zusammensetzung auftreten. Oberhalb dieser Region ist die Masse eine homogene Flüssigkeit, direkt unterhalb dagegen ein ebensolcher fester Körper. Die Grenzen dieser Zone können nach der gleichen Methode, wie sie oben zur Bestimmung der Schmelzpunkte träger Verbindungen angegeben ist, gefunden werden. Erhält man das Material eine Stunde lang konstant bei einer Temperatur, bei der die feste Phase stabil ist, so wird beim Schluß dieses Experiments die Masse vollkommen unverändert sein. Innerhalb des Intervalls werden sich beide Phasen in kontinuierlich wechselnden Mengeverhältnissen nachweisen lassen, und an der oberen Temperaturgrenze des Intervalls wird sicherlich die vollkommen flüssige Phase auftreten. Als Beispiel erwähne ich die von Bowen

mit großer Genauigkeit ausgeführten Untersuchungen.[1]) Obwohl in der Nähe von Ab_2An_1 das Schmelzintervall 189° beträgt, können seine Grenzen ohne Schwierigkeit auf weniger wie 5° genau bestimmt werden. Fig. 2 zeigt die Kurve, die die Größe und Art des Intervalls bei den Plagioklas-Feldspaten illustriert.

Die Kurve stimmt vollkommen zu den Theorien van Laars,[2]) abgesehen natürlich von geringen experimentellen Fehlern, die aber selbst im schlimmsten Falle nicht mehr als $^1/_2$% betragen.

Wenn dazu noch mehr Beweise erbracht werden sollten, daß die hier mitgeteilten Temperaturen tatsächlich gültige physikalische Konstanten sind, und nicht nur beliebige, von zufälligen experimentellen Bedingungen oder subjektiven Faktoren beeinflußte Angaben, so weise ich auf die Tatsache hin, daß die Größe der latenten Schmelzwärme der beiden Endglieder der Albit-Anorthitreihe aus den oben angegebenen Kurven berechnet werden kann. Die so erhaltene Größe

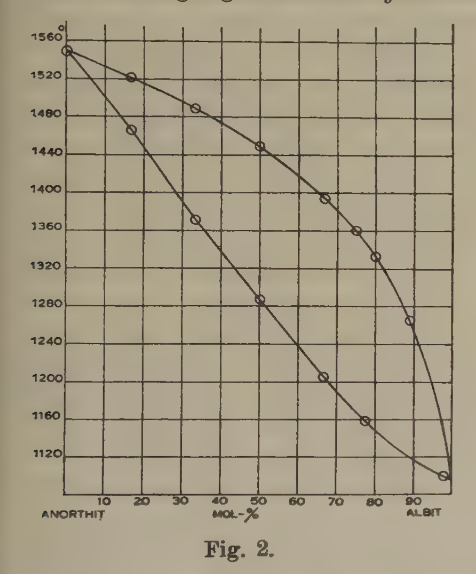


Fig. 2.

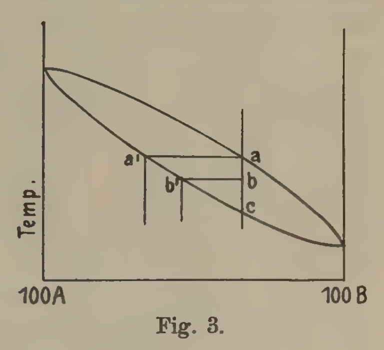


Fig. 3.

für den Anorthit beträgt 104,2 cal. auf 1 g, gegenüber 105 cal., die von Åckermann experimentell nachgewiesen worden sind. Dies ist ein schlagender Beweis für die uneingeschränkte Anwendbarkeit der Lösungsgesetze auf die Silikate die Doelter bezweifelt hat (S. 5). — Die latente Wärme des Albit berechnet sich auf 48,5 cal. auf 1 g, ist aber noch nicht experimentell festgestellt worden.

Was ich vorhin über die Gleichgewichtsverschiebung von Verbindungen durch die Oberflächenspannung besonders kleiner Teilchen gesagt habe, gilt auch in dem gleichen Sinne für das Studium isomorpher Mischungen. Besonders feine Teilchen werden zusammen-

[1]) Die Schmelzerscheinungen bei den Plagioklasfeldspäten. Zeitschr. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 283.

[2]) Z. phys. Chem., Bd. 55, 1906, S. 435.

backen, abgerundete Ecken zeigen und sogar zu einer mehr oder weniger homogenen Masse zusammenfließen bei Temperaturen, die niedriger sind, als die für das normale Gleichgewicht fest-flüssig unter Atmosphärendruck charakteristischen. Wie im ersten Falle kommt das daher, daß die Korngröße so gering ist, daß die Oberflächenspannung störend wird. Aber natürlich ist die Herstellung solcher Versuchsbedingungen auch hier unnötig.

Wie bei einzelnen Verbindungen kann sich auch bei isomorphen Mischungen Überhitzung und Unterkühlung bemerkbar machen und ihr Studium praktisch in der gleichen Weise einschränken. — Eine Phase der Wirkung der Unterkühlung auf träge isomorphe Mischungen, wie z. B. die Plagioklasfeldspate, ist vielleicht einer besonderen Erwähnung wert, obgleich sie durch Roozeboom's Theorie genügend klar gestellt ist. Es sei gegeben eine chemisch reine Mischung, die in ihrer Zusammensetzung etwa der Formel Ab_1An_1 entspricht, und wir wollen annehmen, daß diese Mischung zu einer homogenen Flüssigkeit geschmolzen sei. Wenn die Flüssigkeit langsam bis zum Punkt *a* (Fig. 3) abgekühlt wird, wo die Verfestigung mit der Ausscheidung von Kristallen der Zusammensetzung *a'* beginnen sollte, würde etwa eintretende Unterkühlung dies verhindern und die Schmelze bis zum Punkt *b* herabführen, bevor irgendwelche Kristalle auftreten. Diese Kristalle werden dann die Zusammensetzung *b'* haben und Kristalle von der Zusammensetzung *a'* werden während des ganzen Kristallisationsprozesses überhaupt nicht auftreten. Wenn die Unterkühlung den Punkt *c* oder eine noch niedrigere Temperatur erreicht, dann wird in analoger Weise die ganze Masse homogen kristallisieren, ohne irgendwelche variable Konzentration zu zeigen, die sonst für isomorphe Mischungen charakteristisch ist. Die feste Phase wird eine vollkommen homogene Mischung sein, von der Anfangszusammensetzung *c* (bzw. *a*).[1]) Bei Feldspaten, die dem Anorthitende der Reihe naheliegen, wird dieses Phänomen bei einer Masse von 50—100 g auftreten, wenn sie in normaler Weise in einem Ofen, dessen elektrischer Strom ausgeschaltet ist, langsam abkühlt. Nach dem Albitende der Reihe zu, kann man durch langsames Abkühlen eine spontane Kristallisation nicht oder nur in geringem Maße hervorrufen. Aber wenn einige Kristalle auftreten, dann werden sie meistens die gleiche Zusammensetzung wie das Glas haben, da sie sich an oder unter dem Solidus (*c*) bilden. — Alles dieses steht in vollem Einklang mit der herrschenden Theorie.

Der Einfluß des Drucks auf die Schmelztemperatur.

Der Einfluß gleichförmigen Drucks, der größer ist als der herrschende Atmosphärendruck, auf das chemische und physikalisch-chemische Ver-

[1]) Siehe Day u. Allen, loc. cit.

halten fester Körper ist sehr gering, — im Vergleich mit dem Einfluß eines Temperaturwechsels sogar so gering, daß er praktisch vernachlässigbar ist, wenn nicht gerade der Druck sehr stark wechselt. Z. B. steigert gleichförmiger Druck von 1000 Atmosphären die Schmelztemperatur eines Metalls gewöhnlich um 5° oder 6° und bisher ist keine Substanz bekannt, bei der die Steigerung der Schmelztemperatur mehr als 40° beträgt. Wenn die Einwirkung des Drucks auf die Mineralien von gleicher Größenordnung ist, was wahrscheinlich der Fall ist, dann würden 1000 Atmosphären Druck, die ungefähr einer 3 Kilometer mächtigen überlagernden Gesteinsschicht entsprechen, die Schmelztemperatur der Mineralien um etwa 1% ihres Wertes verschieben — ein Betrag, der bei der Gesteinsbildung wohl vernachlässigbar ist.

Die vorhergehenden Bemerkungen beziehen sich auf allseitigen Druck. Die Sache wird aber sofort anders, wenn der Druck in verschiedenen Richtungen verschieden ist. Solch einseitiger Druck, der sicherlich lokal an vielen Punkten der Erdkruste auftritt, erniedrigt den Schmelzpunkt, und zwar um einen sehr vielmal höheren Betrag als in dem anderen Fall einförmigen Drucks. Solch ein Druck mag die Schmelztemperatur um mehrere 100° erniedrigen und er wird dadurch ein außerordentlich wichtiger geologischer Faktor.[1])

Wenn wir ferner bedenken, daß das Magma bei Atmosphärendruck nur ein geringes Lösungsvermögen für Gase besitzt, daß aber tatsächlich alle in der Natur vorkommenden Eruptivgesteine beträchtliche Mengen von Gasen und flüchtigen Stoffen enthalten, dann erkennen wir, daß hoher einförmiger Druck auch die Gesteinsbildung beeinflußt hat, obwohl mehr in der Periode vor als nach der Verfestigung des Magmas und mehr in dem Sinne, daß er das Entweichen der Gase und flüchtigen Stoffe, die sonst gar keinen oder nur einen geringen Einfluß auf den Verfestigungsvorgang hätten, verhindert. So sehen wir, daß der Druck einen sehr wichtigen Einfluß ausübt, nämlich erstens dadurch, daß er die Gase und flüchtigen Stoffe, die sonst aus dem Magma entwichen wären, in dem Gestein festhält und seine Zusammensetzung wesentlich beeinflußt und zweitens überall da, wo sich beträchtliche Druckdifferenzen in den festen Teilen der Erdkruste ausbilden.

Um daher zu einem richtigen Schluß über die Bildung der Mineralien und Gesteine auf der Erde zu kommen, muß man Druck und Temperatur zusammen in passenden Größenverhältnissen betrachten und muß außerdem gebührend in Betracht ziehen, ob es sich um

---

[1]) John Johnston u. L. H. Adams, Über den Einfluß hoher Drucke auf das physikalische und chemische Verhalten fester Stoffe. Z. anorg. Chem., Bd. 80, 1913, S. 281.

gleichförmigen oder ungleichförmigen Druck handelt. Wenn wir, wie das gewöhnlich geschieht, die Mineralbildung nur bei hohen Temperaturen (Kristallisation „trockener" Schmelzen) studieren, so geschieht das nur der Einfachheit wegen; wir können dadurch die verschiedenen, wirksamen Kräfte voneinander unterscheiden und sie getrennt messen, anstatt daß wir der Gesamtwirkung einer Gruppe von Kräften gegenüberstehen, die wir zunächst nicht analysieren können. Wir werden sehr viel besser befähigt sein, das Problem in seiner ganzen Komplexität in Angriff zu nehmen, wenn wir die einzelnen Faktoren getrennt untersucht haben.

Wichtigkeit der Mineralschmelzpunkte.

Man hat behauptet, daß die Schmelzpunkte reiner synthetischer Silikate für die Geologie von geringem Nutzen sind, weil solche reinen Silikate nur Typen sind, denen sich die natürlichen Mineralien nähern, sie aber tatsächlich niemals erreichen. Es ist natürlich richtig, daß man chemisch reine Mineralien selten oder nie in der Natur findet, aber das berechtigt keineswegs zu dem Schluß, der hieraus gezogen worden ist. Die reinen Verbindungen bilden die Endglieder von allen möglichen Mineralsystemen und die letzteren können nur auf Grund der Eigenschaften der Komponenten, d. h. der reinen synthetischen Silikate befriedigend untersucht und beschrieben werden. Wir sind daher eher berechtigt, den Satz gerade herumzudrehen und zu sagen, daß augenblicklich, d. h. zu einer Zeit, wo die Mineralkenntnis noch sehr beschränkt ist, die Eigenschaften natürlicher, verunreinigter Mineralien bei solchen systematischen Studien geringeren unmittelbaren Nutzen haben, als die Eigenschaften reiner Verbindungen und zwar einfach deswegen, weil wir Beobachtungen an solch komplizierten Systemen noch nicht auslegen oder irgendwie vorteilhaft benutzen können. Um das zu illustrieren, brauchen wir nur die Tabelle 154 der Landolt-Börnstein-Roth'schen Tabellen anzusehen und zu bedenken, wie lange schon solche Beobachtungen an natürlichen Mineralien gemacht und gesammelt worden sind. Trotzdem können wir aus dieser großen Sammlung noch keine allgemeinen Schlüsse in bezug auf die Eigenschaften der Mineralien bei der Gesteinsbildung ziehen. Wo keine verläßlichen Analysen gemacht sind, nützt uns die Kenntnis der Eigenschaften dieser Mineralien gar nichts.

Tatsächlich kann man noch keine dieser Angaben — einerlei ob sie an reinem oder unreinem Material bestimmt sind — dazu benutzen, um mit ihnen Probleme, wie die Reihenfolge und Art der Kristallisation aus dem Magma, zu lösen. Eben das Magma ist in der Tat eine außerordentlich komplexe Lösung, die sicherlich außer

den Silikaten Wasser und möglicherweise auch noch verschiedene andere flüchtige Komponenten enthält. Was mit solch einer komplexen Lösung beim Abkühlen passiert, hängt vor allen Dingen von seiner augenblicklichen Zusammensetzung ab, d. h. von der relativen Konzentration ihrer Komponenten, einschließlich der flüchtigen, und außerdem, bis zu einem gewissen Grad, von der Abkühlungsgeschwindigkeit; obwohl bei langsamer Abkühlung geringe Schwankungen in der Geschwindigkeit keinen großen Einfluß haben werden. Wir müssen auch bedenken, daß wir jetzt aus der Gesteinsanalyse nur teilweise eine Vorstellung von der damaligen Zusammensetzung des Magmas während der Abkühlung gewinnen können. Die Paragenese der Mineralien aus dem Magma ist daher in jeder Beziehung analog der Paragenese von Salzen, wie sie van't Hoff in seinem Werk über die ozeanischen Salzlager untersucht hat. In beiden Fällen scheidet sich die Substanz aus, deren Löslichkeitsgrenze unter den besonderen gerade dort herrschenden Bedingungen erreicht ist. Die Reihenfolge dieser Löslichkeitsgrenzen fällt nicht notwendig mit der der Schmelzpunkte der aufeinander folgenden Substanzen zusammen; denn die Reihenfolge der Ausscheidung hängt auch ab von den anderen, noch in der Lösung anwesenden Substanzen, gerade so, wie die Löslichkeit eines Salzes in wässeriger Lösung und der Temperaturkoeffizient seiner Löslichkeit abhängt von den anderen, in der Lösung vorhandenen Substanzen. Natürlich besteht ein gewisser Parallelismus zwischen Schmelzpunkt und Löslichkeit, denn die Verbindungen mit hohem Schmelzpunkt haben im allgemeinen in jedem Lösungsmittel eine geringere Löslichkeit; aber das ist keine feste Regel und kann nicht als Kriterium benutzt werden. — Hierbei ist zu bemerken, daß der Einfluß einer geringen Menge einer flüchtigen Substanz wie Wasser unvergleichlich viel größer ist als der, den ähnliche Konzentrationen nicht flüchtiger Komponenten ausüben. Z. B. wurde im hiesigen Laboratorium gefunden, daß $K_2Si_2O_5$ allein bei etwa 1015° schmilzt, dagegen bildet es in Anwesenheit von etwa 10% Wasser eine vollkommen flüssige Mischung bei einer Temperatur von etwa 425° oder noch weniger.[1]) Hier drückt also die Gegenwart von 10% Wasser den Schmelzpunkt um mehr als 600° herab. Das ist vielleicht ein Ausnahmefall, aber wir wissen, daß er keineswegs einzig dasteht, denn die Einwirkung von verhältnismäßig wenig Wasser auf das Schmelzen und Kristallisieren der Silikate ist sehr viel größer als man a priori annehmen würde.

[1]) George W. Morey, New Crystalline Silicates of Potassium and Sodium, their Preparation and General Properties. J. Am. Chem. Soc., Bd. 36, 1914, S. 215.

Tabelle der Schmelz- und Kristallisationstemperaturen chemisch reiner Mineraltypen.

Adular $KAlSi_3O_8$	M [1]) 1180—1200	Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 289.
Anhydrit $CaSO_4$	M 1350 (Extrap.)	Le Chatelier, Ann. min., Bd. 11, 1897, S. 131.
Arsenomiargyrit $AgAsS_2$	M 417	Jaeger und van Klooster, Z. anorg. Chem., Bd. 78, 1912, S. 266.
$BaSiO_3$	M 1368	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, S. 165.
	M 1490	Wallace, Z. anorg. Chem., Bd. 63, S. 11.
BeO	M ca. 2525	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 379.
Borax $Na_2B_4O_7$ (anhydr.)	M 742	Day and Allen, Publ. Carnegie Inst. Washington, Nr. 31, 1905, S. 31.
Breithauptit NiSb	S [2]) 1158	Lossew, Z. anorg. Chem., Bd. 49, 1906, S. 63.
$CaAl_2O_4$	M 1600 ± 5	Rankin (unpubl.), 1913.
$Ca_3Al_{10}O_{18}$	M 1720 ± 10	Rankin (unpubl.), 1913.
$Ca_5Al_6O_{14}$	M 1455 ± 5	Rankin (unpubl.), 1913.
CaO	M 2570 ± 3	Kanolt, J. Wash. Akad., Bd. 3, 1913, S. 318.
CaO	M > 3000	Jaeger, Eine Anleitung usw., 1913, S. 104.
	M > 2450	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 386.
Cr_2O_3	M 2000—2080	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 398.
	M 1990 ± 6	Kanolt, J. Wash. Akad., Bd. 3, 1913, S. 318.
Dimorphin As_4S_3	M > 200	Krenner und Shuller, Z. S. Krist., Bd. 43, 1907, S. 477.
Diopsid $MgCaSi_2O_6$	M 1305—1345	Doelter, Wien. Ber., Bd. 115, 1906, S. 1337.
	M 1300—1325	Pöschl, T. Min. petr. Mitt., Bd. 26, 1907, S. 427.
	M 1391 ± 2^0	Allen und White, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1909, S. 7 (Corr. 1911).
	M $1391 \pm 1{,}5$	Day and Sosman, Am. J. Sc. (4), Bd. 31, 1911, S. 346.
	M 1280—1310	Khittl, Handb. d. Mineralchem., Doelter, 1912, S. 656.

[1]) M = Melting point = Schmelzpunkt.
[2]) S = Solidifying point = Erstarrungspunkt.

Diopsid $MgCaSi_2O_6$	S 1290—1250	Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 288.
	M 1305—1320	Leitmaier, Z. anorg. Chem., Bd. 81, 1913, S. 229.
Enstatit $MgSiO_3$	M 1554	Allen, White u. Clement, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1906, S. 6 (Corr. 1911).
	M 1565	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
	S 1549	Wallace, Z. anorg. Chem., Bd. 63, 1909, S. 16.
	M 1557	Allen u. White, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1911, S. 6.
	S 1535	Lebedew, Z. anorg. Chem., Bd. 70, 1911, S. 313.
	M 1420—1460	Doelter, Handb. d. Mineralchem., 1912, S. 656.
$FeSiO_3$	M 1500—1550	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
Eukryptit $Li_2Al_2Si_2O_8$	S 1307	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 73, 1911, S. 291.
	S 1330	Ballo und Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 76, 1912, S. 61.
	M 1388	Jaeger, Eine Anleitung zur Ausführung usw., 1913, S. 116.
Kalknatronfeldspate		
Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$	M ca. 1220	Vogt, Silikatschmelzlösungen, Bd. 2, 1904, S. 9.
	M 1552	Day u. Allen, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1905, S. 7 (Corr. 1911).
	M 1510	Boudouard, J. Iron Steel, Bd. 1, 1905, S. 356.
	M 1275—1350	Doelter, Handb. d. Mineralchem., 1912, S. 658.
	M etwa 1515	Rieke, Stahl und Eisen, Bd. 28, 1908, S. 18.
	M 1550 ± 2	Day and Sosman, Am. J. Sc. (4), Bd. 31, 1911, S. 347.
	M 1290—1370	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
	S 1300—1180	Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 297.
	S 1440	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 73, 1911, S. 281.
Ab_5An_{95}	M 1280—1365	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
	S 1290—1180	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.

Ab_5An_{95} interpol.	Solidus 1526	
	Liquidus 1542	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 280.
$Ab_{10}An_{90}$	M 1275—1350	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
	S 1270—1160	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
interpol.	Solidus 1501	
	Liquidus 1533	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 289.
$Ab_{15}An_{85}$ (Bytownit)	M 1260—1325	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
	S 1260—1150	Dittler, T. Min. petr. Mitt., Bd. 29, 1910, S. 287.
interpol.	Solidus 1476	
	Liquidus 1524	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 289.
Ab_1An_5	Solidus 1465 ± 4	
	Liquidus 1521 ± 2	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 287.
Ab_1An_2	M 1190—1247	Doelter, Z. Elektroch., Bd. 12, 1906, S. 620.
	Solidus 1372 ± 4	
	Liquidus 1490 ± 2	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 287.
$Ab_{35}An_{65}$	M 1250—1285	Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 292.
	S 1180—1110	Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1911, S. 292.
Ab_1An_1 (Labradorit)	Solidus 1287 ± 4	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 287.
	Liquidus 1450 ± 2	
Ab_2An_1 (Andesin)	Solidus 1205 ± 5	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 287.
	Liquidus 1394 ± 2	
Ab_3An_1 (Oligoklas)	Solidus 1175 ± 8	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 288.
	Liquidus 1362 ± 2	
$Ab_{77,5}An_{22,5}$	Solidus 1158 ± 5	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 288.
	Liquidus nicht bestimmt	
Ab_4An_1	Solidus nicht bestimmt	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 288.
	Liquidus 1334 ± 2	

Ab_8An_1	Solidus nicht bestimmt Liquidus 1265 ± 3	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 288.
$Ab_{98}An_2$	Solidus 1100 ± 10 Liquidus nicht bestimmt	Bowen, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 288.
$NaAlSi_3O_8$ Albite		
Gehlenit $Ca_2Al_2SiO_7$	M 1590 ± 2	Rankin (unpubl.), 1913.
Hämatit Fe_2O_3	S 1562—1565	Kohlmeyer, Metall. Bd. 6, 1909, S. 325.
K_2CO_3	M 885	Le Chatelier, Z. anorg. Chem., Bd. 84, 1913, S. 248.
	M 880	Ramsay u. Eumorphopoulos, Z. anorg. Chem., Bd. 84, 1913, S. 248.
	M 894	Hüttner u. Tammann, Z. anorg. Chem., Bd. 43, 1905, S. 219.
	M 891	Niggli, Z. anorg. Chem., Bd. 84, 1913, S. 248.
K_2SiO_3	M 890	Doelter, Handb. d. Mineralchem., 1912, S. 658.
$K_2Si_2O_5$	M 1015 ± 10	Niggli, Z. anorg. Chem., Bd. 84, 1913, S. 249.
Kalkspat $CaCO_3$	M 1289 (110 atm. CO_2)	Boeke, Neues Jahrb., 1912, S. 104.
Korund Al_2O_3	M ca. 2000	Simonis, Tonindustr.-Ztg., 1906, S. 1123.
	M 2050 ± 4	Kanolt, J. Wash. Akad., Bd. 3, 1913, S. 318.
	M 2010	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 387.
Kupferglanz Cu_2S	S 1127 (unter Holzkohle)	Heyn u. Bauer, Metall, Bd. 3, 1906, S. 75.
La_2O_3	M ca. 1840	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 398.
Li_2SiO_3	M 1188	van Klooster, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1910, S. 138.
	M 1178	Rieke u. K. Endell, Sprechsaal, 1911, S. 97.
	M 1202	Jaeger, Eine Anleitung zur Ausführung usw., 1913, S. 114.
Li_4SiO_4	M ungefähr 1255	Jaeger, Eine Anleitung zur Ausführung usw., 1913, S. 115.
Langbeinit, $2MgSO_4 + K_2SO_4$	S 930	Nacken, Gött. Nachr., 1907, S. 605.
$MgAl_2SiO_6$	M 1300	Khittl, Handb. d. Mineralchem., Doelter, 1912, S. 656.

$MnSiO_3$	S 1218	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 59, 1908, S. 351.
	M 1470—1500	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 169.
Mn_2SiO_4	M 1170—1200	Khittl, Handb. d. Mineralchem., Doelter, 1912, S. 656.
$MgSO_4$	M 1120	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 61, 1909, S. 124.
	S 1124	Nacken, Gött. Nachr., 1907, S. 605.
Magnetit Fe_3O_4	S 1527 (in N_2)	Kohlmeyer, Metall, Bd. 6, 1909, S. 325.
Mendipit $PbCl_2 + 2PbO$	M 693	Ruer, Z. anorg. Chem., Bd. 49, 1906, S. 383.
NaCl	M 801 ± 1	White, Am. J. Sc. (4), Bd. 28, 1909, S. 470.
Na_2CO_3	M 853	Hüttner u. Tammann, Z. anorg. Chem., Bd. 43, 1905, S. 219.
Na_2SiO_3	M 1055	Guertler, Z. anorg. Chem., Bd. 40, 1904, S. 277.
	M 1018	Wallace, Z. anorg. Chem., Bd. 63, 1909, S. 3.
	M 1088	Jaeger, Eine Anleitung zur Ausführung usw., 1913, S. 105.
Na_2SO_4	S 883,5	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 61, 1909, S. 124.
	S 883	Nacken, Gött. Nachr., 1907.
	M 885 ± 1	White, Am. J. Sc. (4), Bd. 28, 1909, S. 471.
Nb_2O_5	M gegen 1520	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 397.
Nephelin $NaAlSiO_4$	M 1150—1200	Khittl, Handb. d. Mineralchem., Doelter, 1912, S. 656.
	S > 1260	Wallace, Z. anorg. Chem., Bd. 63, 1909, S. 40.
	S 1223	Ginsberg, Z. anorg. Chem., Bd. 73, 1911, S. 284.
	M 1526	Bowen, Am. J. Sc. (4), Bd. 33, 1912, S. 554.
Olivin Mg_2SiO_4	M 1450	Vogt, Die Silikatschmelzlösungen, Bd. 2, 1904.
Mg_2SiO_4	M ca. 1600 (extrapol.)	Pöschl, T. Min. petr. Mitt., Bd. 26, 1907, S. 437.
Fe_2SiO_4	M ca. 1100 (extrapol.)	Pöschl, T. Min. petr. Mitt., Bd. 26, 1907, S. 441.
Ca_2SiO_4	M 1460	Boudouard, J. Iron Steel, Bd. 1, 1905, S. 352.
	M 2130	Day u. Shepherd, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1906, S. 6. (Corr. 1911.)
	M 2130 ± 10	Rankin (unpubl.), 1913.

Periklas MgO	M gegen 2550	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 381.
	M 2800 ± 13	Kanolt, J. Wash. Akad., Bd. 3, 1912, S. 318.
Phenakit Be_2SiO_4	M > 2000	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
$PbSiO_3$	M 770	Hilpert u. Nacken, Ber. deutsch. Chem. Ges., Bd. 43, 1910, S. 2567.
Proustit Ag_3AsS_3	M 490	Jaeger and van Klooster, Z. anorg. Chem., Bd. 78, 1912, S. 266.
SiO_2	M < 1750	Kanolt, Techn. Papers, Bur. St., 1912, Nr. 10, S. 14.
	M 1685 ± 10	Endell u. Rieke, Z. anorg. Chem., Bd. 79, 1912, S. 252.
SnO_2	M etwa 1625	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 393.
Sr_2SiO_4	M 1593	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 167.
$SrSO_3$	M 1287	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
Sillimanit Al_2SiO_5	M 1890	Boudouard, J. Iron Steel, Bd. 1, 1905, S. 350.
	M 1850	Rieke, Stahl u. Eisen, Bd. 28, 1908, S. 18.
	M 1816	Shepherd, Rankin u. Wright, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1908, S. 6. (Corr. 1911.)
	M 1816 ± 10	Rankin (unpubl.).
Spodumen $LiAlSi_2O_6$	S 1235—1270	Ballo, Handb. d. Mineralchem., Doelter, 1912, S. 656.
γ-(Kunzit)	S 1275	Ballo u. Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 76, 1912, S. 67.
β-	M 1380	Ballo u. Dittler, Z. anorg. Chem., Bd. 76, 1912, S. 68.
Strontianit $SrCO_3$	M 1497 (in CO_2)	Boeke, Mitteil. Naturf. Ges. Halle, Bd. 3, 1913, S. 24.
Ta_2O_5	M ca. 1875	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 398.
ThO_2	M 2425—2470	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 397.
TiO_2	M ca. 1700	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 393.
Ti_7O_{12}	M ca. 1640	Ruff, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 395.
Tarapacait K_2CrO_4	S 984	Zemczuzny, Z. anorg. Chem., Bd. 57, 1908, S. 269.
	S 971	Groschuff, Z. anorg. Chem., Bd. 58, 1908, S. 103.
Willemit Zn_2SiO_4	S 1484	Stein, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 166.
Witherit $BaCO_3$	M > 1350 (in CO_2)	Finkelstein, Ber. Chem. Ges., Bd. 39, 1906, S. 1592.
	M > 1380 (in CO_2)	Boeke, Z. anorg. Chem., Bd. 50, 1906, S. 245.

α-	M ca. 1740	BOEKE, Mitt. Naturf. Ges. Halle, 1913, S. 17.
Wollastonit $CaSiO_3$	S 1512	STEIN, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
	S 1512	GINSBERG, Z. anorg. Chem., Bd. 59, 1908, S. 351.
	S 1512	LEBEDEW, Z. anorg. Chem., Bd. 70, 1911, S. 304.
	M 1310—1380	DOELTER, Handb. d. Mineralchem., 1912, S. 658.
	M 1540	ALLEN und WHITE, Z. anorg. Chem., Bd. 72, 1906, S. 6 (Corr. 1911).
	M 1540 ± 2	RANKIN (unpubl.), 1913.
Y_2O_3	M gegen 2415	RUFF, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 392.
ZrO_2	M ca. 2585	RUFF, Z. anorg. Chem., Bd. 82, 1913, S. 391.
$ZnSiO_3$	M 1479	STEIN, Z. anorg. Chem., Bd. 55, 1907, S. 165.
	M 1419	VAN KLOOSTER, Z. anorg. Chem., Bd. 69, 1910, S. 146.

Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington,
Washington, D. C., December 20, 1913.

Neue Mineralien.

Von

Arthur Schwantke,
Marburg (Hessen).

Almeriit. $Al_2(SO_4)_3 \cdot Na_2SO_4 \cdot 5Al(OH)_3 \cdot H_2O$). Kompakte, weiße Massen ähnlich dem Halloysit. Von Almeria — S. Calderon, Los Minerales de España II, 1910, 206. Ref. L. J. Spencer, Min. Magaz. XVI, 1913, 353.

Ampangabeit. Ein Tantalo-Niobat von brauner Farbe mit lebhaft glänzendem muschligem Bruch in großen rektangulären rhombischen Kristallen, H. 4, G. 3,97—4,29, leicht von Säuren mit goldgelber Farbe gelöst. Nb_2O_5 34,80, Ta_2O_5 8,90, TiO_2 4,90, ThO_2 2,50, SnO_2 0,80, UO_3 19,40, $(Y, Er)_2O_2$ 4,00, $(Ce, La, Di)_2O_3$ 0,60, Fe_2O_3 8,60, Al_2O_3 2,10, CaO 1,50, Glühverl. 12,40, Summe 100,50. Mit Columbit, Strüverit und Monazit im Beryl führenden Pegmatit von Ampangabé bei Miandrarivo, mit Columbit (in paraller Verwachsung), Monazit und Orthit bei Ambatofotsikely, Madagaskar. — A. Lacroix, Comptes rendus **154**, 1912, 1044. Bull. soc. fr. min. **35**, 1912, 194, 234. Minéralogie de la France etc., V, 1913, 3. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc., 1913, I, 210. — L. Duparc, R. Sabot u. M. Wunder beschrieben ein rötliches Mineral aus der Gegend von Ambatofotsikely nordwestl. von Antisrabé auf Madagaskar, das vielleicht Pseudomorphosen von Ampangabeit nach Columbit vom gleichen Fundort darstellt G = 3,7559. Analyse: $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ 50,60; TiO_2 2,10; U_3O_8 12,50; ThO_2 1,30; $(Y, Er)_2O_3$ 1,35: CeO_2 5,75; $(La, Di)_2O_3$ 2,10; Fe_2O_3 7,20; MnO 1,53; Al_2O_3 1,20; CaO 1,83; SiO_2 1,75; $SnO_2 + WoO_3$ 0,30, Glühverl. 11,55; Summe 101,06. — Bull. soc. fr. min. XXXV, 1913, 14—16.

Angelardit. Ein wasserhaltiges Eisenphosphat ähnlich dem Vivianit (v. Kobell fälschlich Anglarit genannt) aber von diesem verschieden. In dichten, traubigen, fasrigen und sphärolitischen Aggregaten von blauer Farbe mit starkem Pleochroismus, optisch positiv. G. 2,77.

In dem Gemeindebezirk von Compreignac, Frankreich. — A. LACROIX, Minéralogie de la France IV, 1910, 522.

Arduinit. Ein roter radialfasriger Zeolith $H_{16}Na_4CaAl_2Si_8O_{30}$ vom Val dei Zuccanti, Venetien. — E. BLLOWS 1912. Ref. L. J. SPENCER. Min. Magaz. XVI, 1913, 553.

Baryumapatit. Aus künstlichen Schmelzen wurden die beiden dem Chlorapatit und dem Fluorapatit entsprechenden Baryumverbindungen erhalten. — H. WINTER, Dissert. Leipzig, 1913. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc., 1914, I — 206 —.

Bassanit. Wasserfreies $CaSO_4$ in dichten weißen Kristallen von der Form des Gips, in Blöcken ausgeworfen 1906 vom Vesuv. Vielleicht identisch mit dem durch künstliche Entwässerung erhaltenen hexagonalen Calciumsulphat. — F. ZAMBONINI. Mineralogia Vesuviana. Mem. R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli Vol. XIV, 1910, 327. Ref. L. J. SPENCER, Min. Magaz. XVI, 1913, 354.

Batchelorit. Ein grünliches pyrophyllitähnliches Mineral von der Zusammensetzung $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$ von der Mt. Lyell mine, Tasmanien. — W. F. PETTERD. Catalogue of the Min. of Tasm., 3. Aufl. Hobart 1910, 22. Papers, Roy. Soc. Tasm. 1910, 22. Ref. L. J. SPENCER. Min. Magaz. XVI, 1913, 354.

Betafit. Ein reguläres uran- und titanhaltiges Tantaloniobat aus dem Pegmatit von Ambolotara westl. Betafo u. a. O. auf Madagaskar. In schönen z. T. großen Kristallen, hauptsächlich Oktaeder, z. T. mit Rhombendodekaeder und Würfel. Früher z. T. für Blomstrandit gehalten. G. 3,59—4,475. Drei Analysen ergaben: Nb_2O_5 34,80, 34,80, 32,10; Ta_2O_5Sp, 1,00, Sp.; Ti_2O_5 18,30, 16,20, 17,30; SnO_2 0,30, 0,37, —; ThO_2 1,30, 1,12, 1,25; UO_3 26,60, 27,15, 28,60; $(Ce,La,Di)_2O_3$ 0,60, 1,00, 1,20; $(Y,Er)_2O_3$ 0,90, —, —; Al_2O_3 2,10, 1,50, 0,50; Fe_2O_3 2,87, 0,50, 1,38; MgO 0,40, Sp., —; MnO —, —, 0,25; CaO 3,45, 3,12, 11,61; PbO —, 0,38, —; H_2O 7,60, 12,50, 5,20; Summe 99,22, 99,64, 99,39. — A. LACROIX Comptes rend. 154, 1912, 1043. Minéralogie de la France V, 1913, 71, 93. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1913, I — 210 —.

Calafatit. $Al_2(SO_4)_3 \cdot K_2SO_4 \cdot 5Al(OH)_2 \cdot H_2O$, ähnlich und zusammen mit der entsprechenden Natronverbindung Almeriit (s. oben). — Ebenda.

Cobaltoadamit. Ein Co-haltiger Adamit von der Mine de la Garonne 5 km westlich von Hyères. — A. LACROIX, Minéralogie de la France IV, 1910, 424.

Cuproadamit. Ein entsprechender Cu-haltiger Adamit vom gleichen Fundort. — Ebenda.

Cuprocuprit. Gediegen Kupfer mit Cu_2O in Lösung. — V. J. VERNADSKY, Opuit opisatelnoï Mineralogii, St. Petersburg I, 3, p. 416. Ref. L. J. SPENCER Min. Magaz. XVI, 1913, 358.

Custerit. Ein dem Zeophyllit, Cuspidin und Hillebrandit chemisch nahestehendes Mineral, das als Kontaktmineral in veränderten Kalkeinschlüssen im Granitprophyr der Empire-Mine südwestlich von Mackay, Custer Co., Idaho gefunden wurde, zusammen mit Magnetit, Diopsid und Granat zwischen einer Granat-Diopsidzone und einer Marmorzone. Feinkörnige, grünlichem Marmor ähnliche Massen, deren Körner selten über 1 mm Durchmesser erreichen. U. d. M. 3 Spaltbarkeiten (nach (110) und am vollkommensten nach (001), der Zwillingsfläche) und eine dem Albit ähnliche Zwillingslamellierung. Mäßige Lichtbrechung ($\alpha=1{,}586$, $\beta=1{,}589$, $\gamma=1{,}598$), geringe Doppelbrechung, optisch +, deutliche Dispersion der optischen Achsen mit $\varrho > v$, $2E = 105^0$, 1 M·L. nahezu ⊥ auf den Zwillingslamellen. Die Analyse führt auf die Formel $Ca_4Si_2O_6(OH,F)_4$. — J. B. UMPLEBY, W. T. SCHALLER und E. S. LARSEN, Am. Journ. of Sc. [4] **36**, 1913, 385—394; Ztschr. f. Kryst. **53**, 1914, 321—331.

Eguëiit. Ein gelbbraunes Verwitterungsprodukt des Vivianit in Form kleiner Knollen mit fasrig lamellarer Struktur, amorph, isotrop. G. 2,60. Zusammensetzung $5(FePO_4)_2 \cdot {}^1/_3Ca_3(PO_4)_2 \cdot 2Fe(OH)_3 + 20H_2O$. Im Ton mit Trona und Thenardit von Hangara im Eguéi, Sudan. — G. GARDE. Comptes rend. 148, 1909, 1618. Déscription géologique des régions situées entre le Niger et le Tschad, Paris 1911, 263. A. LACROIX, Minéralogie de la France IV, 1910, 536. Ref. L. J. SPENCER Min. Mag. XVI, 1913, 358.

Epidesmin. Wasserklare Kriställchen mit Kalkspat und kleinen Orthoklaskriställchen in Form von Krusten auf Stufen der Grube Gelbe Birke von Schwarzenberg im Erzgebirge. Rhombisch a (100), b (010), c (001), p (111). Spaltbarkeit nach a besser als nach b. Lichtbrechung $n = 1{,}498$, Ebene d. opt. Achsen a, spitze negative M. L. die c-Achse, Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{,}015$. Chemische Zusammensetzung wie Desmin. — V. ROSICKÝ und ST. G. THUGUTT. Centralbl. f. Min. etc. 1913, 422—426. Abh. böhm. Acad. 1913, Nr. 18. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1914, I — 203 —.

Flajolotit. $Fe_2O_3 \cdot Sb_2O_5 + 1^1/_2H_2O$. Große dichte oder erdige zitronengelbe Knollen z. T. imprägniert mit Kalkspat von Hammam N' Baïl bei Flajolot, Algier. — A. LACROIX, Minéralogie de la France etc. IV, 1910, 509.

Foucherit. $Ca_3(Fe,Al)_4(PO_4)_6 \cdot 8(Fe,Al)(OH)_3 + 22H_2O$. Amorphe, braunrote, dichte Massen H. $3^1/_2$, G. 2,7 von Fouchères, Aube, Champagne, die früher falsch Fucherit genannt sind, vielleicht identisch mit

Borickit, aber dann würde der Name F. die Priorität haben. — A. LACROIX, Minéralogie de la France etc. IV, 1910, 535.

Goldfieldit. $5CuS \cdot (Sb,Bi,As)_2(S,Te)_3$ — analog dem Geokronit ($5PbS \cdot Sb_2S_3$) und Stephanit ($5Ag_2S \cdot Sb_2S_3$). — Mit Markasit und etwas Gold im Golderz der Gruben von Goldfield, Nevada, in dichten, dunkel bleigrauen, lebhaft metallglänzenden Partien mit muschligem Bruch, H. 3 — $3^1/_2$. — F. A. RANSOME, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 66, 1909, 116.

Goldschmidtit. Tafelförmige Kristalle von der Gold Dollar Mine in Arequa Gulch, Cripple Creek, Colorado, die äußerlich und kristallographisch mit Sylvanit $(Au,Ag)Te_2$ übereinstimmen, aber nach einer neueren Analyse, die auf die Formel $(Au,Ag)_2Te_5$ führt, davon verschieden sind. — W. H. HOBBS, Am. Journ. Sc. [4] 7, 1899, 357 bis 364. Ztschr. f. Kryst. **31**, 1899, 417—425. N. Jahrb. f. Min. etc. 1900, II, — 176. —. C. PALACHE, Am. Journ. Sc. [4] **10**, 1900, 419—427. Ztschr. f. Kryst. **34**, 1901, 539—549. N. Jahrb. f. Min. etc. 1901, II — 345 —. C. GASTALDI, Rend. Accad. sc. fis. e, mat. Napoli **17**, 1911. 22—24. N. Jahrb. f. Min. etc. 1913, I — 20 —.

Grothin. Vorl. Bericht über ein neues Mineral in kleinen, gut ausgebildeten, farblos durchsichtigen Kristalltafeln, rhombisch, a : b : c = 0,4575 : 1 : 0,8484, taflig nach b (010) mit o (111) und m (110), untergeordnet c (001), a (101), r (121). G. 3,079 u. 3,090. Spitze + M. L. senkrecht (100). Ebene d. opt. Achsen (001), mittelgroßer Achsenwinkel, Dispersion $\varrho < v$. Beim Erhitzen weiß werdend, unschmelzbar. Von kalter HCl schwer, von H_2SO_4 leicht angegriffen. In schwefelsaurer Lösung Rückstand von SiO_2, kein Entweichen von F. Die Lösung enthält Tonerde (mit wenig Eisen) und reichlich Kalk. Zur vollständigen Analyse reichte das Material nicht aus. Mit Mikrosommitkriställchen auf metamorphen Kalkblöcken (reich an Flußspat u. Nocerin) im pipernoiden Tuff der Campagna, speziell in der Gegend von Nocera und Sarno. — F. ZAMBONINI, Atti R. Accad. dei Lincei, Roma, Rendiconti, [5] XII, 1, 1913, 801—803.

Guadarramit. Ein radioaktiver Ilmenit von der Sierra de Guadarrama, Castilien. — J. MUÑOZ DEL CASTILLO. Bol. Soc Española Hist. Nat., Vol. VI, 1906, 479. S. CALDERON, Los Minerales de España, Vol. I, 1910, S. 323. Ref. L. J. SPENCER, Min. Magaz. XVI, 1913, 361.

Haematogelit. Das Gel von Fe_2O_3, das dem Hydrogel der Al_2O_3 (Sporogelit s. u.) beigemengt ist. F. TUĆAN, Centralbl. f. Min. etc. 1913, 65. C. DOELTER und E. DITTLER. Ebenda 194.

Hatchit. Vermutlich ein Blei-Sulpharsenit, über das schon in Bd. 3 dieser Fortschritte S. 188 berichtet ist. Hierzu noch R. H. SOLLY und G. F. H. SMITH, Min. Magaz. XVI, 1913, 287.

Hexahydrit. $MgSO_4 \cdot 6H_2O$. Grünlichweiße grob- bis feinfasrige Massen in Adern und unregelmäßiger Verteilung in einem veränderten Schiefergestein am Ufer des Bonaparte river, British Columbia. Unvollkommen spaltbar nach dem Prisma, perlmutterglänzend, V. d. L. sich aufblähend ohne zu schmelzen, gut in Wasser löslich. G = 1,757. Identisch mit dem künstlich dargestellten Hexahydrit. — A. A. Johnston, Summary Report for 1910, Geol. Survey, Branch of the Dep. of Mines, Kanada 1911, S. 256, Am. Journ. Sc. [4] 32, 1911, 478. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1913, I — 213 —. Min. Magaz. XVI, 1913, 362.

Hokutolit (Angleso-Baryt). Eine Mischung von Baryumsulphat und Bleisulphat, radioaktiv, als kristalline Krusten der Hokuto hot springs in Formosa. — K. Jimbo, Bull. soc. fr. min., XXXV, 1913, 471. Amer. Journ. Sc., [4] 35, 1913, 464. Y. Okamoto, Beitr. z. Min. v. Japan, 1912, No. 4, 178. M. Hayakawa u. T. Nakano, Zeitschr. f. anorg. Chem., 78, 1912, 183. Ref. L. J. Spencer, Min. Magaz., XVI, 1913, 362.

Hügelit. Ein neues wasserhaltiges Blei-Zink-Vanadinat von Reichenbach bei Lahr, über das schon in Bd. 3 dieser Fortschritte, pag. 186 berichtet ist. Hierzu V. Dürrfeld, Zeitschr. f. Kryst., 53, 1913, 183.

Hydromelanothallit. $CuCl_2 \cdot CuO \cdot 2H_2O$, ein grünes, isotropes (reguläres?) Umwandlungsprodukt des schwarzen Melanothallit ($CuCl_2.CuO.H_2O$) vom Vesuv. — F. Zambonini, Mineralogia Vesuviana. Atti R. Accad. Sc. fis e. mat. Napoli Mem. estr. vol. XIV, ser. 2. No. 7, 1910, p. 57.

Imerinit. Ein dem Astochit (Natronrichterit) nahestehender Amphibol, äußerlich ähnlich dem Tremolit, farblos bis flachsblau. Mit Phlogopit, Albit, Quarz. Rutil und Pyrit im metamorphen (wahrscheinlich kontaktmetamorphen) Kalk der Gegend von Ambatoharina in der Provinz Imerina, Madagaskar. Die Analyse ergab: SiO_2 53,73, TiO_2 0,41; Al_2O_3 2,72; Fe_2O_3 4,72; FeO 4,70; MgO 20,60; CaO 2,73; Na_2O 7,42; K_2O 1,82; H_2O 0,85; F 0,92; Summe 100.62. — A. Lacroix, Minéralogie de la France usw., IV, 1910, 787.

Kobaltocalcit. Ein Calcit mit 1,27 % CoO in pfirsichblütroten Massen von kugelig-blättriger Struktur aus dem Kobaltblütevorkommen von Francesche a Mare in der Nähe vom Capo Calamita auf der Insel Elba. — F. Millosevich, Rend. R. Accad. Lincei, Roma 1910, (5a) 19, 1. sem., 91—92. Ref., Zeitschr. f. Kryst., 52, 1913, 300.

Losit. Ein Mineral gleich dem Cancrinit, aber von viel schwächerer Doppelbrechung. In den Nephelinsyeniten der Insel Rouma, Los-Inseln und im Nephelin-Gneis von Makarainga, Madagaskar. — A. Lacroix, Nouv. Arch. Mus. Paris, III, 1911, 37. Minéralogie de la France, V, 1913, 48.

Manandonit. $H_{24}Li_4Al_{14}B_4Li_6O_{53}$. Ein weißes Mineral in Rosetten oder Warzen mit Quarz und Rubellit auf Hohlräumen im zersetzten Pegmatit von Androkombi in der Nähe des Flusses Manandona auf Madagaskar, gebildet bei der pneumatolytischen Zersetzung des Pegmatits. Die kleinen scharf sechsseitigen Blättchen zeigen glimmerartige Spaltbarkeit und Dünnschliffe der Blättchen zeigen im pol. Lichte eine Felderteilung in die 6 Sektoren, zweiachsig, Ebene d. optischen Achsen je einer Seite parallel, $2 E = 25$ bis 30^0, mit (negativer) Mittellinie senkrecht zur Spaltfläche. G. 2,89. Nur an den Kanten zu weißem Email schmelzbar unter lebhaft roter Flammenfärbung. Die Analyse ergab: SiO_2 25,20; Al_2O_3 47,2; B_2O_3 9,25; Li_2O 3,97; K_2O 0,20; Na_2O 0,48; H_2O 14,10; Summe 100.22. — A. Lacroix, Compt. rend., **155**, 1912, 446. Bull. soc. fr. min., XXXV, 1912, 223—226. Minéralogie de la France, V, 1913, 41.

Maucherit. Ni_3As_2 (mit bis 2,15 % Co). Mit Nickelin, Chloanthit, ged. Wismut, Manganit, Calcit, Baryt, Anhydrit und Gips auf Stufen von den Kobaltrücken des Mansfelder Kupferschiefers. H. 5, G. 7,83, auf frischem Bruche rötlich silberweiß, nach einiger Zeit rötlich grau bis graulich kupferrot. Quadratisch. $a : c = 1 : 1{,}0780$. Gewöhnlich in dünnen quadratischen Täfelchen nach c (001) meist zu quirlförmigen Zwillingen nach (111) oder nach (443) verwachsen, mit den Randflächen (441), (443) und (223) und in einfachen Kristallen von spitz pyramidaler Form h (331), untergeordnet l (221), g (522), b (441), q (661). Keine deutl. Spaltbarkeit. Die Untersuchung der Kristalle künstlicher Nickelspeise ergab die Identität mit den Kristallen des Maucherit, durch Übereinstimmung in den Winkeln und allen sonstigen Eigenschaften ($a : c = 1 : 1{,}1185$). Diese Nickelspeise wurde von Breithaupt 1841 irrtümlich als Mineral beschrieben und Placodin genannt. [Danach würde der Name Placodin eigentlich die Priorität haben. Ref.] — F. Grünling, Centralbl. f. Min. usw., 1913, 225—226. A. Rosati (Zeitschr. f. Kryst., **53**, 1914, 389—393, Atti R. Accad. Lincei Roma [5], **22**, II, 243—245. Ref. Chem. Zentralblatt, 1913, II, 1612.

Millosevichit. Ein normales Eisen-Aluminiumsulphat mit geringerem Wassergehalt als jüngste Bildung unter den Absätzen der Alaungrotte von Faraglione di Levante auf Vulcano. In zart veilchenblauen glasglänzenden Krusten bedeckt von zahlreichen kleinen durchsichtigen fast farblosen triklinen Kriställchen. Die Substanz ist hygroskopisch und wird allmählich grau. — U. Panichi, Atti R. Accad. Lincei Roma [5] Rendic. vol., XXII, 1, 1913, 303.

Molybdosodalith. Schon früher (von C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann., 1860, CIX, 574 und G. Freda, Rend. R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli, 1878, p. 88 u. 136) analysierte Sodalithkristalle aus

Kalkblöcken der Somma (mit Humit, Vesuvian und Grossular) haben einen Gehalt von über 2 % MoO_3. Das Mineral läßt sich auffassen als feste Lösung der 3 Silikate $NaAlSiO_4$, $Na_4(Al.Cl)Al_2(SiO_4)_3$ und $Na_4(Al.Na_6MoO_4)Al_2(SiO_4)_3$. — F. ZAMBONINI, Mineralogia Vesuviana, Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli, Mem. estr. Vol., XIV [2], No. 7, 1910, 214.

Natrodavyn werden flächenreiche Davynkristalle aus Kalkblöcken der Somma genannt, die frei von Kali und reich an Kohlensäure sind. Analyse: SiO_2 31,01; Al_2O_3 28,04; CaO 13,81; Na_2O 15.66; Cl 4,81; CO_2 5,61; SO_3 (Differenz) 2,14; Summe 101.08; ab O = 2Cl 1,08 Summe 100,00. a : c = 1 : 0,8360. Beobachtete Formen: c (0001), m $(10\bar{1}0)$, a $(11\bar{2}0)$, n $(21\bar{3}0)$, d $(31\bar{4}0)$, g $(20\bar{2}5)$, q $(10\bar{1}2)$, u $(40\bar{4}7)$, t $(20\bar{2}3)$, p $(10\bar{1}1)$, f $(40\bar{4}3)$, r $(20\bar{2}1)$, v $(30\bar{3}1)$, i $(10.0.\bar{10}.3)$, x $(40\bar{4}1)$, y $(60\bar{6}1)$, l $(80\bar{8}1)$, r $(10.0.\bar{10}.1)$, s $(11\bar{2}1)$. — F. ZAMBONINI, Mineralogia Vesuviana, Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli, Mem. estr. Vol., XIV, [2], No. 7, 1910, 188.

Nauruit. Ein amorphes kolloidales Calciumphosphat, das in dem Phosphat der Südseeinsel Nauru vorkommt. Im reinen Zustande eine spröde, bröckelige, durchscheinende, weiße, blaue, gelbe, braune Masse, von harz-, kolophonium- oder schellackähnlichem Aussehen in 2—3 cm dicken Partien. Das amorphe Mineral umhüllt auch die Phosphatkörnchen, so daß oolithartige Bildungen zustande kommen und beteiligt sich an der Bildung eines achatähnlichen Phosphats von gestreifter, gebänderter und Trümmerstruktur. Nach vorläufigen Untersuchungen, die noch der Revision bedürfen, kommt ihm die Formel $3(Ca_3P_2O_8) + [Ca(OH)_2,CaF_2]$ mit etwa 1.9 % F zu. — C. ELSCHNER, Korallogene Phosphatinseln Austral-Oceaniens und ihre Produkte, Lübeck 1913. Ref. erscheint im Centralbl. f. Min. usw., 1914.

Nephediewit $(MgO,CaO,FeO,K_2O,Na_2O)(Al_2O_3,Fe_2O_3)5SiO_2.4H_2O + 3H_2O$. Ein talkartiges rosafarbiges Mineral aus der Umgegend von Troickosawsk und Kiachta. Mit Wasser schäumend und Fette und Farbstoffe absorbierend. Bildet vielleicht den Hauptbestandteil der sog. „Walkerde". — A. FERSMAN und L. CITLADSEW, Bull. Acad. St. Pétersbourg, 1913, (VI), 677—687. Ref., Chem. Zentralbl., 1913, II, 1250.

Nicholsonit. Ein bis 10 % Zink enthaltender Aragonit von Leadville, Colorado. — G. M. BUTLER, Economic Geology vol. VIII, 1913, p. 8. Ref. L. J. SPENCER, Min. Mag., XVI, 1913, 367.

Palait. $5MnO.2P_2O_5.4H_2O$. Wahrscheinlich monoklin, G. 3,14 bis 3,20, mittlerer Brechungsindex 1.655. Verwitterungsprodukt des Lithiophilit. Von der Stewart-Mine der Turmalingruben von Pala,

San Diego Co, Kalifornien. Analyse: P_2O_5 39.02; FeO 7,48; MnO 40,87; CaO 1,77; Fe_2O_3 0,16; H_2O 10,43; H_2O bei 110° —; Li_2O Spur; Unlösl. 0,89; Summe 100,62. — M. SCHALLER, Journ. of the Wash. Acad. of Sc. II, No. 6, 1912, 144. Ref. Bull. soc. fr. min., **36**, 1913, 122.

Ponit. Ein eisenhaltiger Manganspat, $5MnCO_3.FeCO_3$ aus Rumänien. — V. C. BUTUREANU, Ann. Sci. Univ. Jassy vol. VII, 1912, 185. Ref. L. J. SPENCER, Min. Mag., XVI, 1913, 369.

Pyroxmangit. Ein neues triklines Glied der Pyroxengruppe aus der Gegend östlich von Iva, Anderson Co, Süd-Carolina. Nur in Spaltstücken mit 2 ungleichen Spaltflächen unter 91°50′, gelegentlich mit einer abstumpfenden Fläche b (010). H. $5^1/_2$—6, G. 3,80. Zweiachsig positiv, Achsenebene senkrecht auf b (010). 2 V ca. 30°, Lichtbrechung 1,75—1,76. Zwei Analysen ergaben im Mittel: SiO_2 47,14; MnO 20,63; FeO 28.34; CaO 1,88; Al_2O_3 2,38; H_2O 0,33; Summe 100,70. — W. E. FORD und W. M. BRADLEY, Zeitschr. f. Kryst., **53**, 1913, 225—228, Am. Journ. Sc., [4] **36**, 1913, 169—174. Ref. Chem. Zentralbl., 1913, II, 1330.

Quercyit. Mischungen von amorphem Kollophan mit den optisch-negativen fasrigen Phosphaten entsprechend dem Dahlit, Staffelit und Francolith werden als α-Quercyit, solche mit optisch-positiven Fasern eines ähnlichen noch unbekannten Minerals als β-Quercyit bezeichnet. In dem Phosphat von Quercy und anderen französischen Phosphaten. — A. LACROIX, Compt rend., **150**, 1910, 1213, 1388, Minéralogie de la France, IV, 1910, 579. Ref. N. Jb. f. Min., 1911, II, — 25 — und — 26 —. W. T. SCHALLER, U. S. Geol. Survey Bull. 509, 1912, 92.

Rivait. In der Nähe der Straße Due Fave am Vesuv fand sich ein 50 g schwerer, loser, zerborstener Knollen eines blauen, verworrenfasrigen Minerals. Die Analyse führt auf die Formel $(Ca,Na_2)Si_2O_5$. Die Fasern sind fein, an der Oberfläche finden sich einige etwas größere Kriställchen. Die Farbe ist blaßlavendelblau bis dunkelblau, die einzelnen Fasern sind blaßblau bis fast farblos. Kein merklicher Pleochroismus. Gerade Auslöschung der optisch positiven Fasern. Im conv. Lichte eine Achse randlich austretend. Die Fasern sind wahrscheinlich monoklin längs der b-Achse. Doppelbrechung schwach. H. 5, G. 2,55 bis 2,56. V. d. L. zu einem blasigen Glase schmelzbar unter lebhaft gelber Flammenfärbung, durch HCl nicht zersetzbar. Die Analyse ergab: SiO_2 66,38; TiO_2 0,10; Al_2O_3 0,79; FeO 0,30; CoO 0,38; NiO Sp.; MnO Sp.; CaO 18,45; MgO 0,74; Na_2O 10,96; K_2O 1,20; H_2O (Glühverlust) 1,39; Summe 100,69. Das Mineral stimmt mit keinem der bisher am Vesuv bekannten überein. Da sich auch ähn-

liche lose Knollen von fasrigem Wollastonit finden, die ursprünglich aus Kalkblöcken stammen, könnte dies auch hier der Fall sein. — F. ZAMBONINI, Rend. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli [3], XVIII, 1912, 222, 223. Riv. Min. Crist. Ital., **41**, 1912, 94. App. alla Mineralogia Vesuviana, Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli, Mem. estr. Vol. XV, [2], No. 12, p. 16.

Rosieresit. Ein stalaktitischer blei- und kupferhaltiger Evansit von ROSIÈRES, von dem eine ältere Analyse von BERTHIER ergab: P_2O_5 25,5; As_2S_5 Sp; Al_2O_3 23,0; PbO 10,0; CaO 3,0; H_2O 38,0; Summe 99,5. Neuerdings auch ähnliche Massen von Huelgoat (Finistère).

Salmonsit $Fe_2O_3.9MnO.4P_2O_5.14H_2O$. Spaltbare Massen entstanden durch partielle Oxydation und Hydratation von Hureaulith. Mit Palait (s. ob.) und Strengit auf den Turmalingruben von Pala San Diego Co, Californien. Analyse: P_2O_5 34,86; FeO 0,13; MnO 37,74; CaO 1,06; Fe_2O_3 9,53; Mn_2O_3—; H_2O 15,30; H_2O bei 110° 0,43; Li_2O—; unlöslich 1,40; Summe 100,45. — W. T. SCHALLER, Journ. of the Wash. Acad. of Sciences II No. 6. Ref. Bull. soc. fr. min., XXXV, 1913, 122.

Samieresit. Ein uran- und titanhaltiges Tantalo-Niobat in bis 1 cm großen regulären Oktaedern (untergeordnet mit 110 u. 211) im zersetzten Pegmatit von Samiresy bei Amparafaratany, südlich des Sees Tritriva auf Madagaskar. Die (ursprünglich braune) Farbe ist durch Verwitterung und Wasseraufnahme goldgelb, bisweilen gummiguttähnlich. Die Kristalle sind lebhaft glänzend und leicht zerbrechlich. G. 5,24. Analyse: Nb_2O_5 45,80; Ta_2O_5 3,70; TiO_2 6,70; SnO_2 0,10; $(Ce,La,Di)_2O_3$ 0,20; Al_2O_3 0,74; UO_2 21,20; PbO 7,35; FeO 1,06; K_2O 0,30; Glühverl. 12,45; Summe 99,60. Zusammen mit Zirkon, Betafit (s. o.), Euxenit, Bismutit (entstanden aus ged. Wismut) und Pyromorphit. — A. LACROIX. Comptes rend. **154**, 1912, 1043 (Ref. N. Jb. f. Min. usw., 1913, II. — 210 —). Bull. soc. fr. min. XXXV, 1912, 89, Minéralogie de la France V, 1913, 71.

Schaniawskit. Hyalitartiges amorphes, fast reines Aluminiumhydrat auf Spalten und Klüften des Dolomits der Gegend von Moskau. Analyse: SiO_2 1,33; Al_2O_3 53,53; CaO 2,28; MgO 0,35; H_2O 40,95. — T. NIKOLAJEWSKY. Bull. Acad. St. Pétersbourg, Juni 1912, 715—726. Ref. Chem. Zentralblatt 1912, II., 630. Min. Magaz. XVI, 1913, 371 (hier ist geschrieben Shanyavskite).

Sheridanit $H_6Mg_3Al_2Si_2O_{13}$. Ein talkartiger Chlorit von Sheridan Co, Nord-Wyoming. Grünlich silberweiße blättrige Massen, in dünnen Blättchen glasartig durchsichtig. Brechungsexponenten $\alpha = 1{,}580$, $\beta = 1{,}580$ bis 1,581, $\gamma = 1{,}589$, 2E etwa 35°, G. 2,702. V. d. L. schwer zu weißem Email schmelzbar. Von kochender Schwefelsäure langsam,

von Salzsäure schwer zersetzbar. Analyse: SiO_2 28,81; Al_2O_3 26,43; Fe_2O_3 0,24; MgO 31,21; FeO 0,40; $H_2O + 110^0$ 12,62; $H_2O - 110^0$ 0,09; Na_2O 0,35; K_2O 0,14; CaO —; Summe 100,29. — J. E. WOLFF. Am Journ. Sc. [4] **34**, 1912, 475—476. Ref. N. Jb. f. Min. usw., 1913, I — 383 —.

Sicklerit $Fe_2O_3 \cdot 6MnO \cdot 4P_2O_5 \cdot 3(Li,H)_2O$. Dunkelbraune spaltbare Massen mit hellbraunen Streifen. G. 3,45, Lichtbrechung 1,74, V. d. L. leicht unter roter Flammenfärbung schmelzbar. Entstanden aus Lithiophilit. Von der Vanderburg-Naylor-Grube bei Pala, San Diego Co, Californien. Analyse: P_2O_5 43,10; FeO —; MnO 33,60; CaO 0,20; Fe_2O_3 11,26; Mn_2O_3 2,10; H_2O 1,71; H_2O bei 110^0 —; Li_2O 3,80; unlösl. 4,18; Summe 99,95. — W. T. SCHALLER Journ. Washingt. Acad. of Sc., II., 1912, No. 6, 144. Ref. Bull. soc. fr. min., XXXVI, 1913, 123.

Skemmatit. $3Mn_2O_3 \cdot 2Fe_2O_3 \cdot 6H_2O$. Zusammen mit dem Pyroxmangit (s. o.) als sein Zersetzungsprodukt. Schwarz mit metallartigem Glanz und dunkelschokoladenbraunem Strich. Bei Schmelzgrad 4 zu schwarzer magnetischer Schlacke schmelzbar, H. $5^1/_2$—6. Beim Erhitzen im einseitig geschl. Glasrohr reichlich Wasserabgabe und Sauerstoffentwicklung. In HCl unter Chlorentwicklung leicht gelöst. Analyse: MnO_2 38,36; Fe_2O_3 43,95; Al_2O_3 1,96; H_2O 15,57. Summe 99,83. — W. E. FORD u. W. M. BRADLEY, Zeitschr. f. Kryst., **53**, 1913, 228—230. Am. Journ. Sc. [4] **36**, 1913, 169—174. Ref. Chem. Zentralbl., 1913, II, 1330.

Soumansit. Ein wasserhaltiges Fluophosphat von Aluminium und Natron, 31,5 % P_2O_5; 36,5 % Al_2O_3; die Differenz von 32 % ist Na_2O (mit wenig K_2O) + F + H_2O. Von der Zinnerzgrube von Montebras in Soumans, Plateau Central. Die Kristalle (auf Hohlräumen in korrodiertem Amblygonit) sind quadratisch (111)·(100); a : c = 1 : 0,7672. H. $4^1/_2$, G. 2,87. Farblos durchsichtig, basische Schnitte einachsig positiv, z. T. optisch anomale Felderteilung in 4 zweiachsige Felder. Lichtbrechung 1,55—1,56. Im Röhrchen gibt es Wasser und Fluor ab, v. d. L. unter Aufblähen und lebhaft gelber Flammenfärbung schmelzbar. Von Säuren sehr schwer angreifbar. — A. LACROIX, Minéralogie de la France, IV, 1910, 541.

Sporogelit. Mit diesem Namen wird von M. K. und F. T. das Hydrogel der Tonerde $Al_2O_3.H_2O$ bezeichnet, das F. C. Kliachit genannt hatte, während C. D. und E. D. dafür den Namen Bauxit anwenden. — F. CORNU, Zeitschr. f. prakt. Geol., **17**, 1909, 81. C. DOELTER und E. DITTLER, Centralbl. f. Min. usw. 1912, 19, 104; 1913, 193. F. TUĆAN, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXXIV, 1912, 411. Centralbl. f. Min. usw., 1913, 65. M. KIŠPATIĆ, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXIV, 519.

Stewartit. Mit den anderen wasserhaltigen Manganphosphaten Palait, Sicklerit und Salmonsit (s. o.) auf den Turmalingruben (Stewart-Mine) von Pala, St. Diego Co. Californien. Wie P. u. Si. ein Umwandlungsprodukt des Lithiophilit. Wahrscheinlich triklin. G. 2,94. Lichtbrechung 1,65, Doppelbrechung sehr hoch. Vielleicht identisch mit dem einen (A) der beiden von A. Lacroix mit dem Hureaulith von la Vilate bei Chanteloube beobachteten Phosphate. — W. T. Schaller, Journ. Washington Acad. of. Sc., II, 1912, No. 6, 144. Ref. Bull. soc. fr. min. XXXVI, 1913, 122. A. Lacroix, Minéralogie de la France, IV, 1910, 506. — Derselbe Name ist auch einem magnetischen Diamantbort von Kimberley gegeben worden. J. R. Sutton, Nature, 87, 1911, 550. Ref. L. J. Spencer, Min. Magaz. XVI, 1913, 372.

Stichtit. $(Cr, Fe)_2O_3 \cdot 6MgO \cdot CO_2 \cdot 13H_2O$. Ein hell lilafarbiges blätteriges Mineral, früher für Kämmererit gehalten. Mit Chromit im Serpentin von Dundas, Tasmanien. Damit ist vielleicht identisch das schon im Bd. 3 dieser Fortschritte p. 188 erwähnte Mineral vom gleichen Fundort. — W. F. Pftterd, Catalogue of the Minerals of Tasmania. 3rd edit., Hobart 1910, p. 167; Papers Roy. Soc. Tasmania 1910, p. 167. Ref. L. J. Spencer, Min. Magaz. XVI, 1913, 372.

Strontiumapatit. Aus künstlichen Schmelzen wurden die beiden dem Chlor- und Fluorapatit entsprechenden Strontiumverbindungen in isomorphen Kristallen erhalten. — H. Winter, Dissert. Leipzig 1913. Ref. N. Jb. f. Min. usw. 1914, I, — 206 —.

Tjuiamunit. $V_2O_5.2UO_3.CaO.4H_2O$. V_2O_5 21%; CaO 5,99; UO_3 63,09; H_2O 7,04. Mit Ferganit und Turanit auf der Erzlagerstätte von Tjuia-Muiun, Fergana, Russisch Zentral-Asien. W. F. Hillebrand vermutet, daß das Mineral identisch ist mit einem (noch zu beschreibenden) Calcium-Carnotit von Paradox Valley, Montrose Co. Colorado. — K. A. Nenadkewitsch, Bull. Acad. Sc. St. Pétersbourg, ser. 6, vol. VI, 945—946. Ref. Chem. Zentralbl., 1913, I, 326, Min. Magaz. XVI, 1913, 374 (hier steht Tyuyamunite). W. F. Hillebrand, Am. Journ. Sc. [4], 35, 1913, 440.

Tolypit. Ein eisenreicher bläulichgrüner Chlorit, der in eigentümlichen Garnknäueln ähnlichen verworrenfaserigen Kügelchen als Einschaltung in faserigen Pseudomorphosen von Talk nach Hornblende, im Pikrit von Göttengrün im sächsischen Vogtlande beobachtet wurde. — A. Uhlemann, Tscherm. Min. petr. Mitt., 28, 1909, 461.

Vernadskyit. $4CuO.3SO_3.5H_2O = 3CuSO_4.Cu(OH)_2 + 4H_2O$. Ein schön grünes Mineral, bestehend aus Aggregaten kleinster doppelbrechender Kriställchen, entstanden aus Dolerophan. H. $3^1/_2$, G. größer als Methylenjodid. Die Analyse ergab: SO_3 37,01; CuO 49,15; H_2O (Differenz) 13,84; Summe 100. — F. Zambonini, Mineralogia Vesuviana,

Atti R. Acad. Sc. fis. e mat. Napoli Mem. estr. vol. XIV, [2], No. 7, 1910, 337.

Vilateit. Violette Kristalle, die früher von Des Cloizeaux für Hureaulith gehalten wurden. Nach vorläufiger chemischer Probe etwa von der Zusammensetzung eines manganhaltigen Strengit. Kristallsystem monoklin, $a:b:c = 1{,}69581 : 1 : 0{,}88864$, $\beta = 89^0 27'$. Formen p (001), g (010), m (110), o (301), e (011), u (311), θ (341). Starke Doppelbrechung, erste Mittellinie negativ, starke Dispersion $\varrho > v$. Lichtbrechung 1,74. Auf Heterosit und Psilomelan im Pegmatit von la Vilate bei Chanteloube. — A. LACROIX, Minéralogie de la France, IV, 1910, 477, 501.

Viridin. Ein eisen- und manganhaltiger Andalusit $(Al,Fe,Mn)_2(Si,Ti)O_5$ in einem schiefrigen Hornfels vom Lindenbergsweg südl. von Darmstadt. Kleine unvollkommene Prismen und Körnchen mit prismatischer Spaltbarkeit und einer unvollkommenen senkrecht dazu. Die quadratischen Querschnitte zeigen einen Achsenwinkel 2 V fast $= 90^0$ um die positive Mittellinie und einen Dichroismus smaragdgrün-gelbgrün, Schwingungen parallel der c-Achse orangegelb. G. 3,25 ÷ 3,26, H. 6—7. Von heißer HF langsam gelöst. Analyse: SiO_2 35,30; TiO_2 1,04; Al_2O_3 55,52; Fe_2O_3 4,16; Mn_2O_3 4,77; Summe 100,79. — G. KLEMM, Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. geol. Landesanstalt Darmstadt, (4), **34**, 1911, 4—13. Ref. N. Jahrb. f. Min. usw., 1913, II, — 26 —.

Vœlckerit. Das Cl- und F-freie Glied der Apatitgruppe, $3Ca_3(PO_4)_2.CaO$, das in isomorpher Mischung angenommen wird, um den zu geringen Gehalt der Apatitanalysen an Cl oder F zu erklären. Ein entsprechender wasserhaltiger Oxyapatit $9CaO.3P_2O_5.CaO.H_2O$ in der Dahlitgruppe ist (von W. T. Sch.) Hydroxyapatit genannt worden. — A. F. ROGERS, Am. Journ. Sc. [4], **33**, 1912, 479, Zeitschr. f. Kryst., **52**, 1913, 213. W. T. SCHALLER, U. S. Geol. Survey Bull. 509, 1912, 100.

Yttrofluorit. Ein flußspatartiges Mineral aber mit weniger vollkommener Spaltbarkeit nach (111), größerer Härte ($4^1/_2$), höherem spez. Gew. (3,5356—3,5572) und stärkerer Lichtbrechung (1,4522 bis 1,4572 f. Na-Licht). Vom Yttrocerit unterscheidet es außer dem Wassergehalt des letzteren, der geringe Gehalt an Ceriterden. Die Analyse ergab: CaO 54,89; Yttererden 17,35; Ceriterden 1,68; Alkalien 0,15; F (berechnet) 45,54; Glühverlust 0,67; hygrosk. Wasser unter 100^0 0,22; Summe 120,50; ab für O 19,17, Summe 101,33. Im Pegmatit im nördlichen Norwegen. — TH. VOGT, Centralbl. f. Min. usw., 1911, 373—377.

Zinkrhodochrosit. Ein 31.03 % ZnO enthaltender Rhodochrosit von Elba. — E. MANASSE, Mem. Soc. Toscana Sc. Nat. vol. XXVII, 1911, 79. Ref. L. J. SPENCER, Min. Magaz. XVI, 1913, 376.

Zoesit. Beim Auflösen der Schalen von Ostrea, Inoceramus und Ananchytes aus der weißen Kreide verblieben farblose Nädelchen von SiO_2 vom spez. Gew. 2,590, die sich vom Chalcedon und Quarzin durch schiefe Auslöschung unterscheiden, und darin dem Lutecit gleichen. Die Auslöschung in der Längsrichtung geht parallel c. — ST. MEUNIER, Comptes rend., 152, 1911, 1877—1879.

Unbenannt.

Zwei reguläre Mineralien aus dem Kryolith von Ivigtut. a) Als Überzug auf Thomsenolith. Kleine (meist 1/2 mm, höchstens 1 mm große) farblose, oberflächlich braune Würfel bisweilen mit Oktaeder, ausgeprägte Spaltbarkeit nach d. Oktaeder. G. 2,676, Lichtbrechung 1,3852. Optisch anomal in 6 Sektoren über den Würfelflächen als Basis geteilt, die sich im ganzen wie ein negativ einachsiges Individuum verhalten, aber noch schichtenweise zonar gebaut sind, indem opt. + mit opt. — Schichten abwechseln. Die anomale Doppelbrechung ist ziemlich stark. Die Auslöschung geht || den Würfelkanten. Qualitativ wurde gefunden Al, Na, F, H_2O. b) Auf Hohlräumen in dem Gestein an der äußersten Grenze des Kryolithmassivs 1/3 bis 2 mm große Kubooktaeder ohne deutliche Spaltbarkeit, einige klar und farblos, die meisten durch Einschlüsse getrübt. G. 2,377, Lichtbrechung 1,4420. Optisch anomale Sektorenstruktur auf den Oktaederflächen als Grundflächen mit negativer Doppelbrechung. Auslöschung unter 45° zu den Würfelkanten. Qualitativ gefunden Al, Ca, Na, F, H_2O. — O. B. BÖGGILD, Meddelelser om Grönland 50, 1912, 105—129. Ztschr. f. Kryst. 51, 1913, 607—609. Ref. N. Jahrb. f. Min. usw., 1913, I — 17 —.

Ein amorphes weißes Aluminiumarsenat von der Sunshinemine im Merkurdistrikt in Utah ergab bei der Analyse: SiO_2 7,08; Al_2O_3 26,46; Fe_2O_3 0,64; CaO 10,29; SrO 2,10; MgO Sp.; $(K,Na)_2O$ 0,12; As_2O_5 33,82; P_2O_5 0,94; SO_3 0,27; CO_2 0,88; F 0,21; Cl Sp.; H_2O 17,23; Summe 100,04. Unschmelzbar und unlöslich in Säuren. Entweder eine Mischung von Liskeardit und Berzeliit oder ein Doppelarsenat $Ca_2(AlO_2H_2)_5(AsO_4)_3 \cdot 5H_2O$. — F. W. CLARKE, Journ. Wash. Acad. Sc. 2, 1912, 516—518. Ref. N. Jahrb. f. Min. usw. 1913, II — 34 —.

Ein Vanadat aus der Kupfergrube von Bena (d)e Padru, in der Nähe von Ozieri, Prov. Sassari. Die Analyse ergab: V_2O_5 19,87; P_2O_5 0,18; PbO 53,76; ZnO 2,45; CuO 13,13; Fe_2O_3 6,54; MnO 0,05; H_2O 3,45; Summe 99,43. Die Kristalle stimmen kristallographisch und optisch mit Descloizit überein. Es dürfte also ein Cuprodescloizit vorliegen. — D. LOVISATO, Rend. R. Accad. Lincei Roma [5a] 19, 2, 1910, 326—333. Ref. Ztschr. f. Kryst. 52, 1913, 311.

Ein 3,98 % V_2O_3 enthaltender Ägirin und ein 2,86 % V_2O_3 enthaltender Ägirinaugit auf pegmatitähnlichen Gängen im Apatit-Pyroxenit nordöstlich von Libby, Lincoln Co., Montana. — Esper G. Larsen und W. F. Hunt, Am. Journ. Sc. [4], 36, 1913, 289—296. Ztschr. f. Kryst. 53, 1913, 209—218.

Eine neue türkisblaue, emailartige Varietät von Chrysokoll von Huiquintipa, Prov. Tarapaca, Chile. Spröde, H. 3,5, G. 2,532. Beim Erhitzen schwarz unter Wasserabgabe; von Säuren ohne zu gelatinieren leicht zersetzbar. Zwei Analysen ergaben: SiO_2 46,14 (45,89); CuO 28,85 (28,69); Al_2O_3 0,58 (0,47); FeO 1,38 (1,33); CaO 1,64 (1,67); MgO 0,83 (1,01); H_2O 20,15 (20,32); Summe 99,54 (99,38). Das Mineral kann betrachtet werden als saures Metasilikat von Kupfer $CuH_2(SiO_3)_2 + H_2O$. — H. F. Keller, Proceed. Amer. Philos. Soc. 48, 1909, 65—66.

Ein neues Guanomineral von Réunion 45,7 % Kaliumsulphat, 28,1 % Ammoniumsulphat, 25 % Wasser. Farblos, ohne Spaltbarkeit, zweiachsig positiv, kleiner Achsenwinkel. Vielleicht ein Kali-Lecontit. — M. A. Lacroix, Bull. soc. fr. min. XXXV, 1912, 118.

Ein glänzend schwarzes amorphes Mineral mit muschligem Bruch vom spez. Gew. 4,7106, sehr reich an Mangan, von Madagaskar. — L. Duparc, R. Sabot u. M. Wunder, Bull. soc. fr. min. XXXVI, 1913, 16.

---

4. Petrographie.

Die Systematik der Eruptivgesteine.

Zweiter Teil.

Von

L. Milch,
Greifswald.

Mit 4 Figuren.

(Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine für die Systematik.)

Es wird sich kein System der Eruptivgesteine aufstellen lassen, gegen das nicht einige Einwände erhoben werden.

J. Roth (1891).

Die Aufgabe, die Rolle der chemischen Beschaffenheit der Eruptivgesteine für deren Systematik klar zu stellen, legt dem Verfasser noch strengere Beschränkungen auf, als sie für den ersten Teil dieser Abhandlung (Die Systematik der Eruptivgesteine, Erster Teil, Fortschritte der Mineralogie usw., Dritter Band, 1913, S. 189ff.) erforderlich waren. Die theoretischen Anschauungen über die Bedeutung des geologischen Alters und des geologischen Auftretens für die Eruptivgesteine, ebenso die Vorstellungen vom Wesen der Struktur waren sehr früh oder wurden jedenfalls in der Regel maßgebend für die Systeme, die auf Grund dieser Erscheinungsweisen aufgebaut wurden, während bei den meisten der auf der chemischen Verschiedenheit der Gesteine beruhenden Systeme die Ursache dieser Verschiedenheit gar nicht oder nur untergeordnet zum Ausdruck kommt und in der Mehrzahl der Fälle auch nicht zum Ausdruck kommen kann. Somit müssen hier die Fragen nach dem Wesen der chemischen Verschiedenheit der Gesteine ebenso

wie die nach der Ursache dieser Verschiedenheiten zurücktreten und dürfen nur dann etwas eingehender berücksichtigt werden, wenn sie auf die Systematik unmittelbar oder mittelbar Einfluß geübt haben. Unerörtert bleiben hier ferner die Einwirkungen der chemischen Untersuchung auf die rein geologischen und die rein mineralogischen Systeme der Eruptivgesteine: die großen Erfolge des Nachweises von der stofflichen Gleichheit älterer und jüngerer Eruptivgesteine, ebenso wie der Erkenntnis, daß durchaus verschieden struierte Gebilde chemisch vollkommen übereinstimmen können, wurde schon im ersten Teil besprochen, in dem auch der Einfluß chemischer Untersuchungen auf die mineralogischen Gesteinssysteme ausführlich dargelegt wurde — hingegen gehören alle Systeme in den Rahmen dieser Abhandlung, bei denen die chemische Zusammensetzung als allen anderen Einteilungsgrundsätzen übergeordneter Gesichtspunkt der Klassifikation zugrunde liegt oder wenigstens an ihrem Aufbau entscheidend mitgewirkt hat.

Ganz allgemein sind zwei Arten der Verwertung der chemischen Zusammensetzung für die Systematik der Eruptivgesteine denkbar: sie kann für sich allein dem System zugrunde gelegt werden, so daß für dieses zunächst ausschließlich die chemische Natur der Gesteine oder richtiger, das Ergebnis der Analyse maßgebend ist; man kann aber auch die mittlere chemische Zusammensetzung jeder auf geologisch-mineralogischer, teilweise auch struktureller Grundlage begründeten Art (oder Familie) feststellen, um die Arten nach ihren chemischen Beziehungen wieder zu Familien zu vereinigen und diese nach größeren chemischen Gesichtspunkten zu einem System anzuordnen. Je besser begründet eine Art oder eine Familie auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung ist, d. h. je mehr die Mengenverhältnisse der Komponenten bei ihrer Aufstellung berücksichtigt wurden, desto mehr lassen auch die Analysen der in ihr vereinigten Gesteine gemeinsame Züge erkennen; auf das Vorhandensein derartiger im allgemeinen gut begründeter Familien ist die für die ganze Entwicklung der Petrographie sehr günstige Erscheinung zurückzuführen, daß mehrfach das Gerüst auf mineralogischer Grundlage beruhender Systeme trotz der neu hinzutretenden Mitwirkung chemischer Einteilungsprinzipien in wesentlichen Teilen erhalten bleiben konnte.

Hier sollen an erster Stelle die rein chemischen Systeme, an zweiter die auf chemischer Grundlage beruhenden petrographisch-mineralogischen Einteilungen besprochen werden, obwohl sich natürlich eine ganz scharfe Grenze zwischen beiden nicht in allen Fällen ziehen läßt. Als rein chemisch

werden hier auch diejenigen Systeme bezeichnet, die zwar von der Analyse ausgehen und in den Analysen nach Gesetzmäßigkeit in den Mengenverhältnissen der chemischen Komponenten suchen, dann aber prüfen, inwieweit die bisher auf anderer Grundlage zu Arten resp. Typen und zu Familien zusammengefaßten Gesteine auch in den auf chemischer Grundlage gebildeten Abteilungen zusammengehören, also nicht nur solche, die wie die amerikanische „Quantitative Classifikation", diesen Vergleich und mit ihm die alten Arten-, Typen- und Familiennamen aufgeben.

Dieser Übersicht müssen als Anfänge einer chemischen Systematik einige Deutungsversuche der chemischen Eigenschaften der Eruptivgesteine und gewisse theoretische Anschauungen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts vorausgeschickt werden, die entweder die Grundlagen der späteren Anordnungsweisen sind, oder doch immer wieder, wenn auch oft scheinbar in ganz anderer Gestalt, bei der Behandlung dieser Aufgabe wiederkehren. Diese Ausführungen knüpfen sich an die Namen ABICH, BISCHOF, BUNSEN, SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN und DUROCHER; für die französische Literatur spielen außerdem gewisse Grundanschauungen ÉLIE DE BEAUMONT's und A. DAUBRÉE's eine wichtige Rolle.

Die Anfänge einer chemischen Systematik.

Der älteste Versuch, eine Einteilung der Eruptivgesteine auf chemische Verhältnisse zu begründen, geht, soweit mir die Literatur bekannt ist, auf H. ABICH zurück, dessen Bedeutung für die Petrographie ganz allgemein, wenigstens in den gedruckt vorliegenden Übersichten, zu gering angenommen wird. Diese Zurücksetzung erklärt sich wohl zum Teil aus ABICH's Neigung, auf theoretischer Grundlage zu weit gehende Schlüsse zu ziehen, in der Hauptsache ist sie aber offenbar auf die große Wirkung zurückzuführen, die BUNSEN's (und DUROCHER's) Erklärungsversuchen beschieden war. Tatsächlich fehlt eine Darstellung seiner Ansichten schon den ersten Übersichten über die chemische Auffassung der Eruptivgesteine; weder bei J. ROTH (1861) noch in F. ZIRKEL's Zusammenfassung von 1866 (Petrographie, I, S. 453 ff.) findet sich der Name H. ABICH. Und doch eilen seine Anschauungen, die er im Jahre 1841 zuerst veröffentlicht hat, der Zeit weit voraus. Ihm erscheint „die mineralogische und geologische Betrachtung als alleiniges Element . . . durchaus ungenügend", und diese Erkenntnis „fordert, von der Notwendigkeit eines inneren Zusammenhanges zwischen den pyrogenen Gebilden ausgehend, dazu auf, allgemein gültige, diagnostische Merkmale, auf dem Wege chemisch-physikalischer Prüfung

des Gesteins als Ganzes zu ermitteln. Den nächsten Anknüpfungspunkt dieser Forschungen bietet aber die Parallele, welche die Chemie zwischen den Salzen und den Mineralkörpern zu ziehen gelehrt hat. Hiernach dürfen wir die pyrogenen kristallinischen Gesteine als Erstarrungsprodukte einer ursprünglich entweder basischen, oder neutralen oder sauren kieselsauren Lösung verschiedener Kieselverbindungen betrachten und sind berechtigt, die jedesmalige physikalische und chemische Natur der das Gestein zusammensetzenden Mineralien von derjenigen Säurungsstufe abhängig zu glauben, welche in der ursprünglichen Lösung in ihrem Erstarrungsmomente vorwaltete. Verbinden wir mit dieser Voraussetzung die Betrachtung der verschiedenen Feldspatglieder, wie sich unter denselben merkwürdig genug von den neutralen Trisilikaten (Albit, Orthoklas) durch Oligoklas ein deutlicher Übergang zum Bisilikat (Andesin) und endlich durch Labrador zum Singulosilicat (dem basischen Anorthit) vermittelt, und verkennen wir in diesem Verhältnis eine deutliche genetische Abhängigkeit der kieselarmen Feldspäte von den kieselreichen nicht, so liegt die Vermutung nahe, daß sich auch bei den kristallinischen, durch Feldspäte charakterisierten Gesteinen von seiten ihres Kieselerdegehalts und des spezifischen Gewichts konstante Merkmale gewinnen lassen werden, um von der Gebirgsart sogleich auf die eingeschlossene Feldspatgattung, sowie umgekehrt von dieser auf jene schließen zu können.

Die Erfahrung lehrt, daß ein solches notwendiges Abhängigkeitsverhältnis wirklich stattfindet“ (Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen I, 1 S. 12, 13; Braunschweig 1841); in den „Schlußbemerkungen“ bezeichnet er als das Ergebnis seiner Untersuchungen, „daß die vulkanischen Bildungen, als Ganzes betrachtet, eine von den kieselreichen Gesteinen zu den kieselärmsten in allmählichen Übergängen fortschreitende Reihe darstellen, die in gewisse bestimmte Gruppen zerfällt, welche durch korrespondierende Glieder der nach dem Kieselerdegehalt geordneten Feldspäte charakterisiert werden. Derselbe Zusammenhang, den wir . . . . . zwischen dem spezifischen Gewicht und der Kieselerde der verschiedenen Feldspatgattungen nachgewiesen haben, erscheint nun wirklich als das Band, welches die ganze vulkanische Gesteinsreihe zu einem großen Ganzen verbindet. In der Zunahme des spezifischen Gewichts bei abnehmender Kieselerde scheint sich wirklich nur die Funktion eines genetischen Abhängigkeitsverhältnisses zu offenbaren, welches zwischen den aus der größeren Tiefe aufsteigenden spezifisch leichtern Trachytporphyren[1]) und Trachyten so wie den durch allmähliche Zunahme an erdigen Basen ihr Gewicht progressiv vermehrenden Trachy-Doleriten, Doleriten und Basalten stattfindet, deren gemein-

[1]) = Lipariten.

samer Ursprung aus primitiven kieselreichen Felsarten, wie ich hoffe, nachzuweisen sein wird“ (S. 132).

In diesen Sätzen sind eine Fülle theoretischer Vorstellungen enthalten, die sämtlich später einmal zur Bedeutung gelangten: die Auffassung der Eruptivgesteine als Erstarrungsprodukte einer Lösung, die Abhängigkeit der Erstarrungsprodukte von der Natur dieser Lösung, die Anordnung der Gesteine in eine Reihe nach abnehmender Kieselsäure, und die Annahme der Assimilation, die erklären soll, daß ein „primitives kieselreiches“ Magma basische Gesteine aus sich hervorgehen lassen kann.

Wie ABICH bestimmt auch ÉLIE DE BEAUMONT die chemische Natur der Gesteine durch die Feldspäte und anschließend durch das Verhältnis des Sauerstoffs der Basen zu dem des SiO^2 (Notes sur les émanations volcaniques et métallifères, Bull. de la Soc. Géol. de France, série 2, IV S. 1249 ff. spez. S. 1252 ff. 1846/47). Alle Gesteine mit einem mehr oder minder beträchtlichen Überschuß der Basen nennt er roches basiques; zu ihnen gehören seiner Auffassung nach die weitaus meisten vulkanischen Gesteine der Gegenwart und der Vergangenheit, unter denen sich andererseits zwar auch roches neutres, aber nur ausnahmsweise sauere Gesteine befinden. In einen Gegensatz zu ihnen stellt er die roches acidifères, „c'est-à-dire celles dans la composition des quelles entrent essentiellement des feldspaths saturés de silice, où les quantités d'oxygène de l'alcali, de l'alumine et de la silice sont comme les nombres 1:3:12, et qui contiennent en outre généralement des grains de quartz disséminés“ (S. 1254); zu ihnen rechnet er Quarz-führende Porphyre, Diorit, Syenit, Protogin, Granit und einige Abarten von Granit. Im weiteren Verlauf legt er besonderes Gewicht auf den Reichtum an flüchtigen Stoffen in den Magmen der roches acidifères, besonders in denen des Granits; diese Abhandlung enthält somit beide für die französische chemische Petrographie so charakteristischen Merkmale, den scharfen Unterschied zwischen sauren und basischen Gesteinen einerseits, die Betonung der „fumaroles granitiques“ (S. 1316) andererseits.

G. BISCHOF's Einfluß auf die chemische Systematik beschränkt sich wesentlich auf die Betonung des Verhältnisses der Menge des Sauerstoffs der Basen zu dem der Kieselsäure. „Wir nennen diese Zahlen der Kürze wegen die Sauerstoffquotienten“ (Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, II, Erste Abt. S. 631 Bonn 1851).[1] Der Sauerstoffquotient ist nicht nur durch lange Zeit einer der wichtigsten Werte für chemische Systeme geblieben; seiner

[1]) In der Einleitung zu seinem Tabellenwerk „Die Gesteinsanalysen“ von 1861 gibt J. ROTH bei der Erwähnung des BISCHOF'schen Sauerstoffquotienten die gleiche Stelle, aber mit der Jahreszahl 1849 an.

allgemeinen Verbreitung ist es wohl zuzuschreiben, daß die Kieselsäure durch viele Jahre unbestritten bei den chemischen Systemen die erste Stelle für die Anordnung der Gesteine behaupten konnte, und seine Einführung ist gleichzeitig bedeutungsvoll als der erste Versuch, nicht die analytisch ermittelten Gewichtsprozente, sondern chemisch vergleichbare Werte für die Beurteilung chemisch verschiedener Gesteine heranzuziehen.

Die von R. Bunsen in seiner berühmten Abhandlung „Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands" (Ann. d. Phys. u. Chem., 83, 1851, S. 197 ff.) entwickelte Anschauung würde ähnlich wie bei Abich auch zu einem System führen, in dem alle Eruptivgesteine durch eine Reihe dargestellt werden; aus den bekannten Endgliedern würden sich aber — und hierin liegt der Hauptunterschied gegen Abich — alle möglichen Glieder der Reihe ähnlich wie bei isomorphen Mischungen berechnen lassen. Für die Gesteine Islands glaubte Bunsen die Endglieder, das normaltrachytische t und das normalpyroxenische p (F. Zirkel schlägt in seiner oben erwähnten Übersicht für das letztere den Namen normalbasaltisch vor S. 454) zu kennen und gab die Formeln an, um „durch einen ihrer Bestandteile, am besten den Prozentgehalt an Kieselerde" (S. 206) eines isländischen Gesteins die prozentuale Zusammensetzung aus t und p zu berechnen. Aus diesem chemischen Verhalten schließt er für Island auf „zwei große plutonische Herde, welche die vulkanische Tätigkeit von ihrem ersten Anbeginn bis auf die gegenwärtige Zeit unterhalten haben" (S. 206). Aus dem gleichen t und p berechnet er die Zusammensetzung der vulkanischen Gesteine des armenischen Hochlandes: „man kann daher nicht daran zweifeln, daß die beiden großen vulkanischen Erhebungen, welche das armenische Hochland und die Insel Island zusammensetzen, aus chemisch gleichen Quellen geflossen sind. Der Gedanke, daß vielleicht alle vulkanischen Bildungen der Erdoberfläche aus denselben Quellen ihren Ursprung genommen haben, ja daß es vielleicht eben diese Quellen sind, aus denen alle eisenfreien und eisenhaltigen plutonischen Gebirgsarten durch Verschmelzung entstanden sind, liegt um so weniger fern, als die mineralogische Verschiedenheit der, gleiche Durchschnittszusammensetzung zeigenden, kaukasischen und isländischen Gebirgsarten nicht geringer ist, als wir sie bei den übrigen eisenhaltigen Gebirgsarten plutonischen Ursprungs antreffen" (S. 218/219). Somit konnte der Bunsen'sche Erklärungsversuch im Sinne seines Urhebers als Grundlage eines chemischen Systems der gesamten Eruptivgesteine angewendet werden; der Vorwurf, daß die von Bunsen nur für Island aufgestellte Theorie gegen die ursprüngliche Absicht ihres Urhebers auf andere petrographische Provinzen übertragen und „von anderen selbständig verallgemeinert und erweitert" sei (F. Zirkel, l. c., S. 258), kann wohl nicht in voller

Schärfe aufrecht erhalten werden. Andererseits zeigt gerade die von Bunsen selbst angedeutete Verallgemeinerung, daß das Wesen seiner Hypothese nicht auf der Annahme kleiner abgeschlossener Magmabassins von durchaus verschiedener Zusammensetzung, wie ihr oft zum Vorwurf gemacht wurde, beruht.

Zu einem für die Systematik ähnlichen Ergebnis, aber auf einem ganz anderen Wege, der auch von ganz anderen Grundvorstellungen ausgeht, führen die Untersuchungen von W. Sartorius von Waltershausen; gerade seine abweichenden Grundanschauungen haben sich bis in die Gegenwart hinein als überaus folgenreich erwiesen. In seinem Werke: „Über die vulkanischen Gesteine in Sizilien und Island" (Göttingen 1853) wird aus der Kant-Laplace'schen Theorie gefolgert, „daß in der äußersten Rinde die leichtesten Metalle besonders stark vertreten sein müssen, während andere nicht absolut ausgeschlossen zu sein brauchen. In den tieferen Schichten werden dagegen spezifisch schwerere Körper vorwalten und die leichteren zu verdrängen streben." Es müssen sich daher in den oberen Teilen saure oder neutrale Salze mit Ausscheidung von Kieselsäure finden, während in den tieferen Teilen basische Salze auftreten. „Betrachten wir nun eine bestimmte Gruppe saurer Silikate als die obere, eine bestimmte Gruppe basischer Silikate als die untere Grenze, so werden alle zwischen denselben liegende Silikate als Übergänge von jenen in diese oder als Mischungen von sauren und basischen Silikaten angesehen werden können . . . Rückwärts gefolgert wird man aus der Natur der kristallinischen Gesteine auf die Gegend des Ursprungs, oder auf die Tiefe, aus der sie hervorgebrochen sind, zu schließen berechtigt sein" (S. 335, 336).

Während somit bei Bunsen die Verschiedenheit der Gesteine durch Mischung zweier verschiedener Schmelzflüsse erklärt wird, so sind bei Sartorius von Waltershausen schon die Magmen, aus denen die verschiedenen Gesteine hervorgehen, primär verschieden, und während bei Bunsen über die Stellung der beiden verschiedenen Herde nichts ausgesagt wird, sind sie hier aus geologisch-physikalischen Gründen in den oberen Teilen der Erde übereinander angeordnet; die Zwischenglieder sind nicht, wie bei Bunsen, spätere Mischungen, sondern ihre Magmen sind primär gleichalterig mit den Endgliedern und geologisch-genetisch diesen gleichwertig. Für das System würde sich allerdings auch hier, wie bei Bunsen, gewissermaßen eine isomorphe Reihe mit zwei bekannten Endgliedern ergeben.

Schließlich muß hier noch eine zuerst von J. Durocher 1857 ausgesprochene Ansicht erwähnt werden. Die bekannte Abhandlung selbst (Essai de pétrologie comparée, Annales des Mines, série 5, XI, p. 217 ff.) gehört in ihrem Hauptteile nicht hierher, da das von Durocher entworfene System „parait concilier les trois sortes d'analogies, chimique, minéralogique et géologique" (S. 257), mithin der

typische Vertreter unserer zweiten Abteilung ist. Obwohl sich Durocher einerseits eng an Sartorius von Waltershausen, andererseits an Bunsen anschließt und beider Auffassungen zu vereinigen sucht, enthält die Abhandlung doch einen neuen grundlegenden Gedanken, die erste Einführung der Differentiation im Schmelzfluß, die sogenannte „liquation" oder Saigerung. Wie nicht selten knüpft auch dieser fruchtbare und folgenreiche Gedanke an eine sachlich unrichtige Vorstellung an: Durocher stellt Liparit und Phonolith in seinem System in die Nähe des Trachyt, und um diese (tatsächlich nicht bestehende) verwandtschaftliche Beziehung zu erklären, erscheint es ihm wahrscheinlich, „que le phonolithe et le porphyre trachytique[1]) ne sont que les deux produits opposés d'une liquation qui s'est opérée au sein de la masse fluide: ce sont comme les deux alliages inverses, dans lesquels on voit si souvent se partager un bain metallique" (S. 236). Wie folgenreich sich dieser Gedanke in der Zukunft erweisen sollte, bedarf hier keiner besonderen Erwähnung.

Seine übrigen Vorstellungen von der Chemie der Magmen sind im wesentlichen Fortbildungen der von Bunsen und Sartorius von Waltershausen entwickelten Anschauungen; mit dem letzteren nimmt er eine Zwischenzone zwischen der sauren Zone, dem magma acide oder magma siliceux, und der basischen Zone, dem magma basique an, dem die roches hybrides, die Zwittergesteine, entstammen („Syenite", Trachy-Dolerite [Abich's] usw.), gelangt also auf chemischer Grundlage zu einer Dreiteilung der Gesteine. Zwischen den drei Hauptgruppen vermitteln Zwischenglieder, die als dégradations (abgeschwächte Gesteine) bezeichnet werden; so sind Syenitgranite abgeschwächte Granite, Andesite abgeschwächte Trachyte, wobei das Hauptgewicht wieder auf den Kieselsäuregehalt gelegt wird. Sehr bemerkenswert sind endlich die Schlüsse, die er aus dem Sauerstoffverhältnis einzelner Oxyde oder Oxydgruppen zueinander auf die Mineralbildungen aus dem Schmelzfluß zieht.

Schließlich soll für die französische Literatur noch die Lehre A. Daubrée's erwähnt werden, der auf Grund seiner experimentellen Untersuchungen und seiner Meteoritenstudien 1866 in den Olivingesteinen die „scorie universelle", das Ergebnis der Verschlackung der äußersten Schicht des metallischen Erdkerns erblickte (vgl. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 22, S. 415 ff., spez. S. 447 ff.). Das Magma dieser „allgemeinen Schlacke" spielt bei den französischen Petrographen als basisches Urmagma eine große Rolle.

Systeme auf rein chemischer Grundlage.

Die erste durchgeführte Einteilung der Gesteine auf rein chemischer Grundlage, die aber bezeichnenderweise nicht die

[1]) = Liparit, vgl. Trachytporphyr bei Abich.

Grundlage eines Systems bildet, findet sich in J. ROTH's bekannter Einleitung zu „Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Übersicht und mit kritischen Erläuterungen" (Berlin 1861); diese Abhandlung enthält gleichzeitig die erste Auseinandersetzung über die Möglichkeit, die chemische Zusammensetzung der Gesteine durch eine Formel auszudrücken. Zu diesem Zwecke berechnet ROTH die sogenannten „idealen Mittel" aus den „sämtlichen Analysen eines nicht differenzierten, aus verschiedenen Gegenden und Zeiten stammenden Gesteins" (nach neuerer Bezeichnung der Gesteinsfamilie). „Diese idealen Mittel lassen sich vom chemischen Gesichtspunkt aus am natürlichsten, analog den Salzen, nach dem Verhältnis von Säure und Basis in saure, neutrale und basische klassifizieren." Nach dem Verhältnis, in dem die Mengen von RO und R^2O^3 zueinander stehen, kann man außerdem zwei Reihen unterscheiden: „in der ersten kommt auf 1RO nahe $1R^2O^3$, in der zweiten auf 1RO nur $^1/_3$ bis $^2/_3 R^2O^3$, oder der Sauerstoff von RO verhält sich zu dem von R^2O^3 in der ersten Reihe wie 1:3, in der zweiten wie 1:1 bis 1:2. Aber immer gestatten selbst die idealen Mittel nur Näherungen an diese Zahlen, welche nur dem Gedächtnis zu Hilfe kommen sollen, aber mit den chemischen Formeln der Salze und Mineralien durchaus nicht gleichbedeutend sind." Ein Schema enthält somit zwei Reihen, die eine mit dem Verhältnis der Sauerstoffmengen von $RO : R^2O^3 = 1:3$, die andere mit dem entsprechenden, zwischen 1 und 2 schwankenden Verhältnis.

Jede der Reihen zerfällt nach dem Verhältnis des Sauerstoffes zu dem der Basen in mehrere Gruppen; in der ersten Abteilung werden 3 Glieder mit dem Verhältnis von

O von $\dot{R} : \dddot{R}$	: $\ddot{Si}$
1 : 3	: 12—20
1 : 3	: 9—12
1 : 3	: 7—9

unterschieden; die zweite Reihe zerfällt in 6 Glieder:

O von $\dot{R} : \dddot{R}$	: $\ddot{Si}$
1 : 2	: 10—12
1 : 2	: 6—9
1 : $1^1/_2$—2	: $4^1/_2$—6
1 : $1^1/_2$—2	: 3—4
1 : 1	: 3—4

„d. h. es kommen in beiden Reihen übersaure, schwachsaure, neutrale und basische Gruppen vor" (S. XX). Ein Versuch, die Analysen der frischen Gesteine nach diesen Reihen zu ordnen, führt zu nachstehendem Bild (S. XXI, XXII).

Tabelle nach J. Roth:

A. $RO + R_2O_3$ (O von $RO : R_2O_3 = 1 : 3$).

a) O von $SiO^2 = 13—20$ (RO überwiegend Kali).
1. Granit. 2. Gneiß z. T. (die grauen Freiberger Gneise nicht hierher), Protogin, Hälleflinta z. T., Petrosilex z. T. 3. Quarzreicher (Felsit-)Porphyr, Pechstein. 4. Liparit z. T., Obsidian, Perlstein, Pechstein z. T.

b) O von $SiO^2 = 9—12$.
1. Syenit z. T. 2. Sanidin-Trachyt z. T. 3. Orthoklas-Oligoklas-Trachyt (Domit?). 4. Phonolith z. T.

c) O von $SiO_2 = 7—9$.
1. Melaphyr z. T. (?). 2. Amphibol-Andesit z. T. 3. Pyroxen-Andesit z. T.

B. $RO + \frac{1}{3}—\frac{2}{3} R^2O^3$ (O von $RO : R^2O^3 = 1 : 1—2$).

a) $RO + \frac{2}{3} R^2O^3 + 5—6 SiO^2$ (O von $RO : R^2O^3 : SiO^2 = 1 : 2 : 10—12$).
Granit, einzelne Fälle. Gneis z. T. (grauer Freiberger Gneis). (Granulit?). Hälleflinta und Petrosilex z. T. (Quarzarme Felsitporphyre?). Liparit z. T., Pechstein z. T., Quarzfreie Orthoklasporphyre z. T.

b) $RO + \frac{2}{3} R^2O^3 + 3 SiO^2$ (O von $RO : R^2O^3 : SiO^2 = 1 ; 2 : 6—9$).
1. Syenit z. T. 2. Quarzfreier Orthoklasporphyr z. T. 3. Sanidintrachyt z. T. 4. Phonolith z. T. 5. Melaphyr z. T. 6. Porphyrit z. T. (?).

c) $RO + \frac{1}{2}—\frac{2}{3} R^2O^3 + 2—3 SiO^2$ (O von $RO : R^2O^3 : SiO^2 = 1 : 1\frac{1}{2}—2 : 4\frac{1}{2}—6$).
(Minette?) 1. Melaphyr z. T. 2. Amphibol-Andesit z. T. 3. Pyroxen-Andesit z. T. 4. Nephelinit z. T. 5. Labradorporphyr (Augitporphyr). 6. Diabas.

d) $RO + \frac{1}{2}—\frac{2}{3} R^2O^3 + 1\frac{1}{2}—2 SiO^2$ (O von $RO : R^2O^3 : SiO^2 = 1 : 1\frac{1}{2}—2 : 3—4$).
(Haunophyr?). Leuzitophyr. Diorit z. T.

e) $RO + \frac{1}{3} R^2O^3 + 1\frac{1}{2}—2 SiO^2$ (O von $RO : R^2O^3 : SiO^2 = 1 : 1 : 3—4$).
1. Diorit z. T. 2. Nephelinit (z. T. 1 : 1 : 2). 3. Gabbro. 4. Hyperstenit. 5. Dolerit und normalpyroxenische Gesteine Bunsen's. 6. Basalt. 7. Eukrit. (8. Anorthit-Hornblendegestein?)

Diese Zusammenstellung beweist für Roth, daß „chemische Reihung und mineralogische Anordnung nie zusammenfallen ...“ Die Schwierigkeit der Anordnung und Abgrenzung der Gebirgsarten wird also durch die chemische Analyse nicht gehoben,

sondern nur vermindert. Demgemäß stellt er kein chemisches System auf, sondern gelangt bekanntlich zu einer Anordnung, die möglichst allen Gesichtspunkten gleichzeitig Rechnung tragen soll; vom chemischen Standpunkt aus charakterisiert er die Zusammensetzung der Gesteine durch zwei Werte, durch das Verhältnis $RO : R^2O^3$ und durch den Sauerstoffquotienten, weist aber beiden systematisch keine vorherrschende Bedeutung zu.

Auf einen grundsätzlich anderen Standpunkt stellt sich Th. Scheerer. In seiner Abhandlung: „Die Gneuse des sächsischen Erzgebirges und verwandte Gesteine, nach ihrer chemischen Konstitution und geologischen Bedeutung“ (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 14, 1862, S. 23 ff.) wirft er die Frage auf: „Besitzt ein kristallinisches Silikatgestein in seiner ganzen Verbreitung, in welcher es mit gleicher petrographischer Beschaffenheit auftritt, durchaus dieselbe chemische Zusammensetzung, wenn hierbei die gegenseitige Vertretung — und daher wechselnde Menge — isomorpher Bestandteile als unwesentlich angesehen wird?“ (S. 23). In seiner späteren Arbeit, „Vorläufiger Bericht über kristallinische Silikatgesteine des Fassatales und benachbarter Gegenden Südtirols“ (Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1864, S. 385 ff.), beantwortet er diese Frage auf Grund der Ergebnisse seiner Untersuchungen an sächsischen Gneisen in dem Sinne, „daß 1. die wechselnden äußeren Charaktere — welche man bei solchen Gesteinen nach Art, Anordnungsweise und Farbe der Gemengteile, dem Grade der Körnigkeit, Parallelstruktur, Flasrigkeit usw. anzugeben pflegt — in keinem Zusammenhange stehen mit den atomistischen (stöchiometrischen) Verhältnissen der, als ein zusammengehöriges Ganzes aufgefaßten Gesteinsmasse, und daß 2. diese atomistischen Verhältnisse, wegen ihrer von uns erkannten Einfachheit und Gesetzmäßigkeit, ein Mittel darbieten, jene äußerlich so mannigfaltigen Gneise in nicht mehr als drei Klassen zu bringen“ (S. 385). In der Arbeit von 1862 hatte er für den roten Gneis die Formel $(\dot{R})\,\dddot{Si}^2 + \dddot{\bar{R}}\,\dddot{Si}^4$ berechnet — „der rote Gneis, als eine homogene chemische Verbindung gedacht, ist folglich als ein *Anderthalb-Silikat* zu betrachten“ (S. 35), ferner den grauen Gneis durch die Formel $3(\dot{R})\,\dddot{Si} + 2\dddot{\bar{R}}\,\dddot{Si}^3$ als *neutrales Silikat* ausgedrückt (S. 31) und aus den Analysen noch auf einen mittleren Gneis geschlossen, für den er damals noch keine feste Formel aufstellte (S. 46), dem er aber in der zweiten Arbeit von 1864 die Formel gab $(\dot{R})\,\dddot{Si}^2 + \dddot{\bar{R}}\,\dddot{Si}^3$ (S. 387). Er vereinfacht sodann die Formeln, indem er für $\dddot{\bar{R}}$ $3\dot{R}$ einsetzt, berechnet aus den Formeln die *Sauerstoffverhältnisse* nach dem Schema O von Si : O von $R = x : 1$, aus diesen die *Silizierungsstufen*

durch Division der „Sauerstoffgehalte der Kieselsäure“ durch 3, und den „Bischof’schen (Roth’schen) Sauerstoffquotienten; das „Schwanken der prozentualen Kieselsäuregehalte“ führt er auf die verschiedenen Atomgewichte „der in (R) und in $\dddot{\mathrm{R}}$ zusammengefaßten isomorphen Basen“ zurück (S. 388, 1864).

Schon in der ersten Arbeit hatte er für viele Analysen plutonischer Gesteine die den erzgebirgischen Gneisen entsprechenden Werte nachgewiesen und deshalb für die von ihm angenommenen Gesteinstypen den Namen Plutonit vorgeschlagen; auf Grund „der alten Erfahrung . . ., daß im allgemeinen die kieselsäureärmeren Eruptivgesteine größeren Erdtiefen entstammen, als die kieselsäurereicheren“, bezeichnet er den sauersten, von dem roten Gneis hergeleiteten Typus als oberen Plutonit, die chemisch zum mittleren Gneis gehörigen Gesteine als mittleren Plutonit, und die zum grauen Gneis in chemischer Beziehung stehenden als unteren Plutonit. Die beiden ersteren umfassen die sauren, der untere die neutralen Silikatgesteine (S. 137 ff., 1862, S. 387 ff., 1864).

Mit den basischen Gesteinen, den „niedrigsilizierten Gesteinen“ beschäftigt sich nur die zweite Abhandlung; sie werden nach ganz entsprechenden Gesichtspunkten in die sauren Pluto-Vulkanite und in die basischeren Vulkanite zerlegt, und in jeder dieser Gruppen wird wieder (nach abnehmender Silizierungsstufe) ein oberer, ein mittlerer und ein unterer Typus unterschieden (S. 401 ff.). Ein Versuch, die nicht sehr übersichtlichen Angaben Scheerer’s [1]) in eine Tabelle zu vereinigen, führt zu folgendem Ergebnis:

		Formel	Sauerstoffverhältnis $\frac{\text{O von Si}}{\text{O von (R)}}$	Silizierungsstufe = $\frac{\text{Sauerstoffverhältnis}}{3}$	Sauerstoff-Quotient $\frac{\text{O von (R)}}{\text{O von Si}}$	Mittlerer Kieselsäuregehalt in Prozenten	Charakterist[…] Gestei[…]
Plutonite	Obere	$(\dot{\mathrm{R}})^2\dddot{\mathrm{Si}}^3$	4.50	$1^1/_2$	0.222 (= $^2/_9$)	75	Roter Gneis
	Mittlere	$(\dot{\mathrm{R}})^2\dddot{\mathrm{Si}}^3 + 2(\dot{\mathrm{R}})\dddot{\mathrm{Si}}$	3.75	$1^1/_4$	0.267 (= $^4/_{15}$)	70	Mittlerer Gnei[…]
	Untere	$(\dot{\mathrm{R}})\dddot{\mathrm{Si}}$	3.00	1	0.333 (= $^1/_3$)	65	Grauer Gneis
Pluto-Vulkanite	Obere	$6(\dot{\mathrm{R}})\dddot{\mathrm{Si}} + (\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}^2$	2.67	$^8/_9$	0.375 (= $^3/_8$)	63	Quarz-Syenit
	Mittlere	$3(\dot{\mathrm{R}})\dddot{\mathrm{Si}} + 2(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}^2$	2.33	$^7/_9$	0.429 (= $^3/_7$)	60	Syenit
	Untere	$(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}^2$	2.00	$^2/_3$	0.500 (= $^1/_2$)	55	Melaphyr
Vulkanite	Obere	$(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}^2 + (\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}$	1.50	$^1/_2$	0.667 (= $^2/_3$)	48	Augitporphyr
	Mittlere	$(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}^2 + 2(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}$	1.33	$^4/_9$	0.750 (= $^3/_4$)	42	Basalt
	Untere	$(\dot{\mathrm{R}})^3\dddot{\mathrm{Si}}$	1 00	$^1/_3$	1.000 (= 1)	36	Basischer Bas[…]

[1]) Formeln, die $(\dot{\mathrm{R}})$ und $\dddot{\mathrm{R}}$ getrennt angeben, finden sich bei Scheerer nur für die Plutonite, für die basischeren Gesteine gibt er nur die vereinfachten Formeln an.

Ein Blick auf die Anordnung der Gesteine nach dieser rein chemischen, ausschließlich auf der Analyse beruhenden Einteilung ist nicht ohne Interesse.

Zum oberen Plutonit gehören nach SCHEERER: Roter Gneis. Gneise, Granite, Porphyre, Liparite, BUNSEN's Normal-Trachyt u. a.

Zum mittleren Plutonit: Mittlerer Gneis. Granite, Gneise, Porphyre, Liparite u. a.

Zum unteren Plutonit: Grauer Gneis. Gneise, Granite, Syenite, Andesite, Liparite, Porphyre u. a. (S. 388, 389).

Zum oberen Pluto-Vulkanit: Quarzhaltiger Syenit. Gneise, Trachyte, Porphyre, Amphibol-Andesite, Melaphyre (?) u. a.

Zum mittleren Pluto-Vulkanit: Gewöhnlicher Syenit. Sowohl Amphibol-Syenit als Glimmer-Syenit. Gewisse Porphyre, Pyroxen- und Amphibol-Andesite, Melaphyre u. a.

Zum unteren Pluto-Vulkanit: Melaphyr. Gewisse Porphyre, Dolerite, Pyroxen-Andesite u. a.

Zum oberen Vulkanit: Augitporphyr. BUNSEN's Normal-Pyroxengestein, Gabbro-Hypersthenit, gewisse Basalte, Leuzitporphyr, Diorite, Diabase, Dolerite, Anorthit-, Augit- und Anorthit-Amphibolgesteine u. a.

Zum mittleren Vulkanit: Gewöhnlicher Basalt (doch gehören auch viele Basalte zum vorigen Typus).

Zum unteren Vulkanit: Basischer Basalt. Der Basalt vom Kreuzberg in der Rhön scheint hierher zu gehören (S. 402, 403).

Diese Zusammenstellung gibt das charakteristische Bild der nur auf Grund einer chemischen Beziehung aufgestellten Systeme: es wird bei einem derartigen Verfahren stets Zusammengehöriges getrennt und Fremdes zusammengefaßt. Vom Standpunkt seiner Zeit konnte jedoch SCHEERER für seine rein chemische Einteilung anführen, daß sie mit den Ergebnissen der geologischen Forschung übereinstimme, was er in der Bezeichnung Plutonit für saure und Vulkanit für basische Gesteine zum Ausdruck bringt: die tiefer liegenden Massen galten ganz allgemein für die älteren, die höher liegenden, besonders die „Laven" für die jüngeren, und man glaubte eine Abnahme der Kieselsäure und eine Zunahme von Magnesium und Eisen (auch von Kalzium und Aluminium) bei den jüngeren Gesteinen ganz allgemein feststellen zu können, ein Verhalten, das nach dem Vorgange von SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (vgl. oben S. 181), mit der Anordnung der Elemente (oder Oxyde) in der Erde nach dem spezifischen Gewicht in Zusammenhang gebracht wurde. Ausnahmen von der Regel kannten sowohl SARTORIUS wie SCHEERER; SCHEERER findet sie um so häufiger, je jünger die Gesteine sind — jedes saure Gestein der Tertiärperiode und der Gegenwart ist ja eine solche Ausnahme — und erklärt sie, wie viele nach ihm, durch Einschmelzung von Bruchstücken der

älteren, von den basischen Magmen durchbrochenen sauren Gesteine (S. 390, 1864).

Für die Auffassung Scheerer's charakteristisch ist mithin die Überzeugung, daß die schmelzflüssigen Massen, aus denen die Gesteine entstehen, eine konstante atomistische Zusammensetzung aufweisen und daher wie Mineralspezies durch chemische Formeln ausgedrückt werden können: für das chemische System benützt er aber lediglich das Verhältnis der Kieselsäure zu den Basen, so daß sein System schließlich auf eine Anordnung nach dem Kieselsäuregehalt hinauskommt.

Will man die bisher vertretenen Auffassungen von dem Wesen der verschiedenen Eruptivgesteine, insoweit ihre chemische Beschaffenheit in Betracht kommt, kurz zusammenfassen, so kann man sagen: für Scheerer sind sie chemische Individuen, für Bunsen Glieder einer Reihe, die sich durch Mischung zweier Endglieder ausdrücken läßt, für J. Roth gemischte Lösungen. Für die Systematik ergibt sich hieraus folgendes: die Auffassung Scheerer's zwingt zu einem *chemischen System* der Gesteine, die Auffassung Bunsen's legt sie wenigstens nahe, während die Grundanschauung J. Roth's, ferner aber auch die Einführung der „liquation“, der Schlierenbildung im Schmelzfluß durch Durocher, ebenso die „Differenzierung“ J. Roth's, die am besten wohl mit der „Kristallisationsdifferentiation“ Geo. Becker's zu vergleichen ist, darauf hinweist, daß für ein petrographisches System die chemische Zusammensetzung nur *ein*, wenn auch ein besonders wichtiger Faktor ist.

Eine zweite Folge für die Systematik ist das Auftreten von Versuchen, unabhängig vom petrographischen System die *Gesteinsmagmen* nach chemischen Grundsätzen anzuordnen; wie weit diese Einteilungen auf die Eruptivgesteine selbst angewendet werden sollen, ist eine spätere Frage, die von verschiedenen Forschern verschieden beantwortet wird. Die erste derartige Trennung findet sich bei J. Roth: wie oben erwähnt, hat er 1861 aus den Gesteinsanalysen ein Schema für die chemische Anordnung der Analysen nach rein chemischen Grundsätzen hergeleitet (vgl. oben S. 183, 184), die Gesteine selbst aber in ein System gebracht, das chemische und mineralogische Gesichtspunkte zu verbinden trachtet und auch dem geologischen Alter und der Struktur Rechnung zu tragen sucht. (Erster Teil, diese Fortschritte Bd. 3, S. 216 ff.)

Es wirkten wohl verschiedene Ursachen zusammen, um in der Folgezeit für mehr als 25 Jahre neue Bestrebungen auf diesem Gebiet zurückzudrängen: die von J. Roth scharf ausgesprochenen Gründe gegen ein rein chemisches System der Gesteine mußten, bis die [illegible]ge

von einem durchaus neuen Standpunkt aus angegriffen werden konnte, entmutigend wirken, und das Mikroskop bot so zahlreiche, zunächst viel lohnendere Aufgaben, daß ein Zurücktreten des Problems eines chemischen Systems durchaus verständlich ist. Aus dieser Zeit, und zwar gegen den Schluß der Ruheperiode, liegt nur ein Versuch vor, der kaum beachtet wurde und erst von LOEWINSON-LESSING der gänzlichen Vergessenheit entrissen wurde, F. SCHÖCKENSTEIN's „Ausflüge auf das Feld der Geologie, Geologisch-chemische Studie der Silikatgesteine“ (2. Auflage, 1886, Wien). Wie SCHEERER zwingt auch er die Eruptivgesteine in eine Anzahl Silikatstufen hinein — er unterscheidet sieben — und zerlegt jede Silikatstufe in drei Typen nach dem Schema:

$$RO > R^2O + R^2O^3$$
$$RO + R^2O > R^2O^3$$
$$RO + R^2O < R^2O^3.$$

Wenn dieser Einteilung auch keine größere Bedeutung zukommt, so ist sie als erster, auf rein arithmetischer Grundlage ruhender Versuch eines künstlichen Systems nicht ohne Interesse. Die Arbeit selbst war mir nicht zugänglich, so daß ich auf die Wiedergabe des Inhalts in LOEWINSON-LESSING's Studien über die Eruptivgesteine von 1899 angewiesen war.

Ebenso plötzlich, wie die Erörterungen über eine chemische Klassifikation der Gesteine zu Ruhe gekommen waren, setzten sie nach der Pause von einem Vierteljahrhundert wieder ein: in den Jahren 1890 und 91 erschienen drei voneinander völlig unabhängige Abhandlungen über diese Frage von H. ROSENBUSCH, F. LOEWINSON-LESSING und H. O. LANG.

ROSENBUSCH's Methode unterscheidet sich von allen gleichzeitigen und allen vorangegangenen Versuchen durchgreifend durch die Fragestellung. Die glänzenden Ergebnisse seiner Auffassung der Ganggesteine (Erster Teil, diese Fortschritte 3, S. 210) hatten eine durchaus neue Grundlage für die verwandtschaftlichen Beziehungen der Eruptivgesteine geschaffen; von diesen neu gefundenen geologisch-genetischen Gesichtspunkten aus suchte ROSENBUSCH die stofflichen Beziehungen, Analogien und Gegensätze geologisch-genetisch zusammengehöriger Gesteine auf. (Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine, Min. Petr. Mitt., 11, 1890, S. 144 ff.) ROSENBUSCH geht von der Erfahrungstatsache aus, „daß gewisse an und für sich als möglich zu betrachtende Magmen offenbar nicht vorkommen“; hieraus folgt, daß die Spaltungen des Urmagmas in Teilmagmen „nicht gesetzlos verlaufen, sondern unter der Einwirkung chemischer Affinitäten ...“ (S. 156). „Die Ursache dafür, daß gewisse Magmen

in allgemeiner Verbreitung vorkommen, andere fehlen, kann nur darin gesucht werden, daß gewisse Stoffe in schmelzflüssiger Lösung sich gegenseitig in gewissen Mengenverhältnissen bedingen und ausschließen. Von dieser Annahme ausgehend, erkennen wir die tatsächlichen Spaltungen im Urmagma als notwendig. Das Vorkommen, sowie die regelmäßige Wiederkehr bestimmter Eruptivmassen wird dem Gebiete des Zufalls entrückt und gibt Anlaß und Anhaltspunkte zum Aufsuchen der Gesetze, nach denen diese Spaltungsvorgänge verlaufen" (S. 157).

Zum Aufsuchen dieser Gesetze bedient sich Rosenbusch, wie es durch ihn zur Regel wurde, nicht der Gewichtsprozente der Bauschanalyse, sondern der Molekularproportionen und der auf 100 berechneten Metallatome; die in der angegebenen Weise umgerechneten Analysen ordnet er zunächst nach dem bisher üblichen, teils auf mineralogischen, teils auf geologisch-genetischen Grundlagen beruhenden System an. In diesen Reihen hebt sich nun die in allen jüngeren Systemen scharf begrenzte Gruppe der Nephelinsyenite, Phonolithe und Leuzitophyre deutlich durch die „bis zum fast vollständigen Ausschluß anderer Metalle" führende Herrschaft eines Kerns (NaK) $AlSi^2$ heraus; das in diesen Gesteinen herrschende Magma wird als *Foyaitmagma* φ bezeichnet — das Fehlen des Quarzes, das für die hier einzureihenden, auf *mineralogischer* Grundlage zusammengefaßten Gesteine charakteristisch ist, erscheint als natürliche Folge der Konstitution des Magmas. Alkaligranite, Alkalisyenite, gewisse Quarzporphyre (der damaligen Bezeichnungsweise) und Keratophyre, ebenso gewisse Liparite und Trachyte mit niedrigem Kalkgehalt, der gegenüber den Alkalien sehr weit zurücktritt, werden als *granitische Magmen* (γ) zusammengefaßt; es wird vermutet, daß in ihnen „ebenfalls das Magma φ vorliege, aber mit einem Überschuß von Si; daß also gewissermaßen eine Lösung von Si in dem metallischen Kern der hier vereinigten Magmen anzunehmen sei". Als *granito-dioritische Magmen* (δ) werden Gesteine mit einem größeren Gehalt an Ca bei Vorwiegen der Alkalien bezeichnet ($Na + K > Ca < 4\,Ca$); in ihnen ist neben dem in den φ- und γ-Gesteinen unbedingt herrschenden Kern (NaK) $AlSi^2$ ein Kern $CaAl^2Si^4$ in wechselnden Mengen vorhanden. Die δ-Magmen sind ferner befähigt, größere Mengen einer Al-freien Magnesium- oder Eisensilicium-Verbindung zu lösen; während Rosenbusch 1890 hierin einen Unterschied gegenüber den φ- und γ-Magmen zu sehen glaubte, erkannte er später, daß auch die φ-Magmen beträchtliche Mengen des Kernes $\overset{II}{R}Si$ enthalten können, daß der charakteristische Unterschied vielmehr in der Beschränkung des Ca auf den Kern $\overset{II}{R}Si$ in den φ- und γ-Magmen liegt (Elemente der Gesteinslehre, 3. Aufl., S. 231). Magmen, in denen $Ca > Na + K$ ist, werden in zwei Gruppen zerlegt, je nach-

dem Mg + Fe < Ca + Na + K ist, oder das umgekehrte Verhältnis dem Gestein sein Gepräge gibt. Die erste Gruppe wird als die der Gabbro-Magmen (ψ) bezeichnet; sie vermögen kein Si mehr zu lösen, sind aber sonst stark gemischte Magmen, die neben den Kernen (NaK) $AlSi^2$ und $CaAl^2Si^4$ die Kerne $\overset{II}{R}Si$ und $\overset{II}{R}{}^2Si$ (Olivinkern) in sehr erheblicher Menge enthalten. Die zweite Gruppe — die Abgrenzung nach dem Verhältnis Mg + Fe zu Ca + Na + K bezeichnet Rosenbusch als zunächst willkürlich — ist ihrem Wesen nach charakterisiert durch die Vorherrschaft der Al-freien Kerne; sie werden als die Peridotit-Magmen (π) bezeichnet. Eine letzte Gruppe endlich ist gleichfalls reich an Fe und Mg; der für die ψ-Magmen geltende Bedingung Mg + Fe < Ca + Na + K wird aber wesentlich durch die erhebliche Menge der Alkalien genügt, so daß Na + K > Ca ist. Für diese Theralith-Magmen (ϑ) möchte Rosenbusch vermuten, daß statt $NaAlSi^2$ ein Kern von der Zusammensetzung NaAlSi (Nephelinkern) und statt $CaAl^2Si^4$ ein Kern $CaAl^2Si^2$ (Anorthitkern) vorhanden wäre (S. 160—162). Den orthosilikalischen Kern (NaK)AlSi an Stelle von (NaK)$AlSi^2$ findet er später (Elemente S. 230) auch in den Urtiten und einigen anderen hierher gehörigen Magmen. Aus diesen Grundanschauungen hat später Rosenbusch ausdrücklich unter Beiziehung der geologischen Verhältnisse die Lehre von den beiden verschiedenen „Hauptreihen", der Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen einerseits, der granito-dioritischen und gabbro-peridotischen Magmen andererseits entwickelt; hierauf kann erst bei der Besprechung der Einwirkung der Kerntheorie auf die Systematik eingegangen werden.

Die Einwendungen gegen die theoretische Auffassung Rosenbusch's, wie sie besonders von J. Roth erhoben wurden (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 43, S. 1, 1891), gehören ebenso wenig in das Gebiet dieser Abhandlung wie die theoretisch etwas abweichende Auffassung W. C. Brögger's, daß sich bei der Abkühlung eines Magmas in einem Bassin, „in der Grenzzone eine besonders zusammengesetzte flüssige Magmaschicht, durch Diffusion nach der Abkühlungsfläche hin von den chemischen Bestandteilen der zuerst aus dem vorhandenen Magma auskristallisierbaren (am schwersten löslichen) Verbindungen konzentriert habe" (Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie, Videnskabsselskabets Skrifter 1894, I. No. 4 Kristiania, 1895 S. 168). Und wenn Brögger darauf aufmerksam macht, daß weder diese Annahme noch die Rosenbusch-schen Kerne die von ihm für zahlreiche Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie und eine Anzahl verwandter Gesteine festgestellten einfachen stöchiometrischen Verhältnisse der Alkalien ($Na^2O : K^2O = 2 : 1$ oder $3 : 1$) zu erklären vermögen (l. c. S. 169), so kommt er doch auch, als

überzeugter Anhänger der „Ganggesteine“ im Sinne Rosenbusch’s nicht zu einer Verwerfung der Kerntheorie, sondern lediglich zu einem Ersatz der Kerne „durch die gewöhnlichen, in den Mineralen der Eruptivgesteine selbst bekannten Verbindungen“ (Das Ganggefolge des Laurdalits, S. 332, 1898) und vertritt mit Rosenbusch die Forderung, ein natürliches System der Gesteine müsse aufgebaut sein auf der durch Differentiation der Magmen zu erklärenden chemischen Zusammensetzung und den geologisch-petrographischen Eigenschaften.

Auch H. O. Lang scheint die Absicht gehabt zu haben, seinem Klassifikationsversuch aus dem Jahre 1891 eine geologisch-genetische Grundlage zu geben, wenigstens spricht dafür seine im folgenden Jahre ausgesprochene „Forderung an die Systematik . . . daß man in erster Linie die von Haus (Herd) aus verschiedenen Eruptivmagmen entsprechenden Gesteine unterscheide und die aus ähnlichen Magmen hervorgegangenen zusammenstelle“ (Min. Petr. Mitt., 13, 1892, S. 132). Sein System selbst (Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande, Min. Petr. Mitt., Bd. 12, 1891, S. 199 ff.) berücksichtigt aber derartige Beziehungen gar nicht, und nach der ganzen Art des Vorgehens müssen nach Lang Spaltungsprodukte des gleichen Magmas an ganz verschiedenen Stellen seines typisch künstlichen Systems, ohne jede Beziehung zu einander, ihren Platz finden.

Aber auch als künstliches System könnte Lang’s Versuch nur in Betracht kommen, wenn alle Gesteine leukokrat wären: die bei den mineralogischen Systemen zum Ausdruck gelangende besondere Berücksichtigung der Feldspäte und Feldspatvertreter treibt er auf die Spitze, gelangt zu der Behauptung, „daß die Eruptivgesteine wesentlich Feldspatgesteine sind“, und leitet hieraus das Recht ab, sich „bei der Vergleichung der Gesteinsanalysen . . . zunächst auf die Betrachtung der Mengenverhältnisse der Feldspatbasen Kalk, Natron und Kali zu beschränken“. Neben diesem „Alkalienverhältnis“ „als erstem Vergleichspunkt und oberstem Einteilungsprinzip“ verwendet er „erst als zweiten die Kieselsäuremenge“ (S. 206) — da er andere Vergleichspunkte überhaupt nicht benützt, so weist auch er der Kieselsäure immerhin noch eine recht bedeutende Rolle zu, die nach dem scharfen Angriff auf die „Säure-Systematiker“, zu denen er merkwürdigerweise auch Rosenbusch rechnet, einigermaßen überrascht (S. 199). Lediglich als ein auf die Mengenverhältnisse, nicht auf die Zahlenwerte aufgebautes künstliches System hat dieser Versuch Anspruch, hier kurz charakterisiert zu werden; irgendwelche Bedeutung für die Weiterentwicklung hat er zu keiner Zeit besessen.

Zunächst wird aus den chemischen Analysen die Durchschnittszusammensetzung, der „chemische Gesteinstypus“ (S. 212) der

Gesteinsindividuen (oder der geologischen Einheiten = Kollektiveinheiten H. O. Lang's, Min. Petr. Mitt., Bd. 11, 1890, S. 482) — möglichst genau ermittelt und sodann aus den *Gewichtsprozenten* das „*Alkalienverhältnis*“ festgestellt, wobei immer der kleinste Wert = 1 gesetzt wird. Nach der Übereinstimmung oder Annäherung zunächst im Alkalienverhältnis und dann in der Kieselsäureprozentmenge werden Gruppen gebildet, deren Mittelwerte den „*chemischen Gruppentypus*“ ergeben, um die ein Schwanken nur in bestimmten (vielfach aber recht weiten) Grenzen zugelassen wird. Diese Gruppentypen werden dann in 4 *Hauptklassen* eingeteilt, die wieder in *Ordnungen* zerfallen:

Klasse	Ordnung
I. Gesteine d. Kali-Vormacht $K^{2}O \geqq (CaO + Na^{2}O)$	1. Ordn.: $Na^{2}O > CaO$
	2. „ $CaO > Na^{2}O$
II. Gesteine d. Natron-Vormacht $Na^{2}O \geqq (CaO + K^{2}O)$	
III. Gesteine d. Alkalien-Vormacht $(Na^{2}O + K^{2}O) \geqq CaO$	1. Ordn.: $Na^{2}O < K^{2}O > CaO$
	2. „ $CaO = K^{2}O > Na^{2}O$
	3. „ $Na^{2}O = K^{2}O > CaO$
	4. „ $CaO = Na^{2}O > K^{2}O$
	5. „ $CaO < Na^{2}O > K^{2}O$
	6. „ $Na^{2}O < CaO > K^{2}O$
IV. Gesteine d. Kalk-Vormacht $CaO > (Na^{2}O + K^{2}O)$	1. Ordn.: $K^{2}O > Na^{2}O$
	2. „ $Na^{2}O > K^{2}O$

Auf eine Aufzählung der einzelnen Gruppentypen kann verzichtet werden; es ist ganz klar, daß jeder Gruppentypus in einer der vorstehenden Ordnungen seinen Platz finden muß — nur ist hiermit sehr wenig gewonnen. In den Gruppentypen sind sehr verschiedene Gesteine vereinigt, eine Folge des Umstandes, daß eben nur das Alkalien*verhältnis* berücksichtigt wird, und daß die Grenzen, wie oben erwähnt wurde, recht weit gesteckt sind. Hieran konnte auch der Versuch, an die Stelle des „Alkalienverhältnisses“ die des „Alkalimetallverhältnisses“ treten zu lassen (Bull. de la Soc. Belge de Géol., Bd. 5, 1891/92, S. 123 ff.), nichts ändern — Lang bevorzugt offenbar das „Alkalienverhältnis“, wie aus der erwähnten Arbeit an einigen Stellen hervorgeht (vgl. beispielsweise S. 129 ff.), und hat, wie er später ausführte, die Abänderung auch nicht aus petrographischen Gründen vorgenommen, sondern „um erwarteten Einwendungen chemischer Theoretiker zu begegnen“ (Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine, Min. Petr. Mitt., Bd. 13, 1892, S. 114). Ein in den eben genannten „Beiträgen“ gemachter Versuch, aus diesen Verhältnissen die „Verwandtschaften der Gesteinstypen“ herzuleiten (S. 132 ff.), also Hinweise auf ein natürliches System zu erhalten, mußte notwendig erfolglos bleiben, ist aber im Hinblick auf einen späteren Versuch A. Michel-Lévy's (siehe unten) historisch nicht ohne Interesse.

Der Klassifikationsversuch F. Loewinson-Lessing's von 1890 (Revue des Sciences Naturelles von 1890, Nr. 1, St. Petersburg (russisch) und Étude sur la composition chimique des roches éruptives, Bull. de la Soc. Belge de Géologie, 4, S. 221, Brüssel 1890) braucht hier nur kurz gestreift zu werden, da der Verfasser 1897 dem 7. internationalen Geologenkongreß einen umgearbeiteten Entwurf überreicht und im Compte-rendu dieses Kongresses ein umfangreiches Werk: Studien über die Eruptivgesteine (S. 193, St. Petersburg 1899) hat erscheinen lassen.

Der Versuch von 1890 ging von den Gewichtsprozenten der Analyse aus und wollte den gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen dem Kieselsäuregehalt und dem Gehalt an verschiedenen Oxyden zum Ausdruck bringen. Rein empirische „Formeln" sollten mittlere chemische Typen der Eruptivgesteine darstellen; systematisch bedeutsam und neu gegenüber den älteren Einteilungen nach der Kieselsäure ist wohl nur die Einteilung in vier Gruppen, statt in drei: saure, neutrale, basische und ultrabasische Gesteine, wobei neutral die Gesteine mit dem größtmöglichen Gehalt an gebundener Kieselsäure genannt werden, mit der empirischen Formel $SiO^2 = 2(R^2O + RO) + R^2O^3$ (S. 228). Für die Formeln und auch für die kleine systematische Tabelle der Gesteine (S. 239) genügt aus dem oben angegebenen Grunde ein kurzer Hinweis.

Die „Studien" von 1899 haben zur Grundlage die Voraussetzung, „daß die Eruptivgesteine zwar keine stöchiometrischen chemischen Verbindungen sind, sondern Gemenge, aber durchaus keine willkürlichen"; zum Studium der Gesetze dienen die Molekularproportionen. Die Silikatgesteine werden nach dem gleichen Prinzip eingeteilt wie die Silikate („künstliche Klassifizierung"), die großen Gruppen werden wegen der vorherrschenden Bedeutung der Kieselsäure auf das Verhältnis der Kieselsäure zu der Gesamtsumme der Basen begründet, und die weitere Einteilung wird nach dem Gehalt an den verschiedenen Oxydgruppen (Alkalien, Erdalkalien = Oxyde der zweiwertigen Metalle, Sesquioxyde) vorgenommen, und schließlich wird der Gehalt an einzelnen Oxyden zu kleineren Untergruppen benützt (S. 210). Die vier nach dem Aziditätskoeffizienten aufgestellten Hauptgruppen zerfallen demnach in alkalische, erdalkalische und intermediäre; zu ihnen gesellen sich bei den basischen Gesteinen noch tonerdefreie (Pyroxenite) und bei den ultrabasischen die Tonerdemagmen = sesquioxydische Magmen (Kyschtymit, an Eisenoxyden und Chromit reiche Peridotite, viele Steinmeteoriten, sämtlich halbsilikatische, kieselsäurearme, an Sesquioxyden übersättigte Magmen, S. 295).

Zur Aufstellung des Systems werden aus den zu einer Familie gehörigen, auf Molekularprozente umgerechnete Analysen für jede

Familie die Analysenmittel festgestellt und aus diesen durch Vereinigung der Werte für R^2O und RO zu $\overline{R}O$, der Sesquioxyde zu R^2O^3 das Formelnmittel gewonnen. In welcher Weise sich bei dieser Anordnung die Gesteinsfamilien gruppieren, zeigt die umstehend abgedruckte Tabelle.

Für alle Einzelheiten sowie für die theoretischen Anschauungen des Verfassers muß auf die Originalarbeit oder auf meinen ausführlichen Bericht im Zentralblatt für Mineralogie 1900, S. 183 ff. verwiesen werden, der auch einige kritische Bemerkungen über die Vorwegnahme des Begriffs der „Familie" zur Berechnung des Mittels und über die vom Verfasser aufgestellten 25 Magmentypen enthält; hier soll nur die Grundanschauung Loewinson-Lessing's über Differenzierung ihren Platz finden.

„Bei der Differenzierung eines komplexen Magmas kommt vor allem eine Spaltung in ein saureres alkalisches und ein basischeres alkalischerdiges Magma zustande. Könnte dieser Prozeß ungehindert zu Ende gehen, so müßte ein jedes Magma in ein peridotitisch-pyroxenitisches, ein feldspatiges und einen Kieselsäureüberschuß zerfallen. Nur vier Magmatypen kann man als reine Magmen, als zur Spaltung nicht fähige „Kerne" betrachten, nämlich: das Feldspatmagma, das Peridotitmagma, das Pyroxenitmagma und das Quarzmagma. Alle übrigen Magmata sind Gemenge dieser in verschiedenen Proportionen, nach den Mischungsgesetzen von Flüssigkeiten" (S. 239, 240).

Einen für die Rechnung sehr einfachen Weg, der gestattet, die chemischen Beziehungen verschiedener Gesteine durch vergleichbare Werte auszudrücken, verdankt die chemische Petrographie A. Osann; sein Verfahren hat überdies den großen Vorzug, daß es sowohl für die Grundanschauungen Rosenbusch's wie für die Brögger's den gleichen zahlenmäßigen Ausdruck schafft. Wie oben erwähnt, unterscheidet sich Brögger's Auffassung von Rosenbusch's Kernhypothese wesentlich durch die Zuordnung des Si; er nimmt an, daß die „Hauptkerne... aller Wahrscheinlichkeit nach Verbindungen gewesen sind, welche auch aus den Mineralien der Eruptivgesteine bekannt sind" (Das Ganggefolge des Laurdalits, S. 302 bis 331, Videnskabsselskabets Skrifter I, 1896, Nr. 6, Kristiania 1898).

In seinem „Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine" (Min. Petr. Mitt., 19, S. 351 ff., 1900; 20, S. 399 ff., 1901; 21, S. 365, 1902; 22, S. 322 ff. und S. 403 ff., 1903) geht A. Osann zwar von den Kernen Rosenbusch's aus, vermeidet aber die Zuordnung des Si zu den Metallen, wodurch das Gemeinsame in der Auffassung Rosenbusch's und Brögger's zum Ausdruck kommt, die Entscheidung der theoretischen Frage über das Wesen der Kerne aber ausgeschaltet bleibt. Die Osann'sche Berechnungs-

Entwurf zu einer chemischen Klassifikation der

Hauptgruppen	Untergruppen	Familien	
A. Ultrabasische Gesteine oder Hypobasite. (Monosilikatische Magmen). $\alpha < 1.4$	I. Tonerde- (sesquioxydische) Magmen.	1. Kyschtymit	
	II. Erdalkalische Magmen (ganz oder fast frei von Tonerde).	2. Peridotite	
		3. Melilithbasalte	
	III. Intermediäre Magmen (mehr oder weniger tonerdereich).	4. Limburgite (und Augitite)	
		5. Kamptonit	
		6. Nephelinbasite	Basanitisches Magma.
		7. Leuzitbasite	
		8. Monchiquit (Typ. I)	
	IV. Alkalische Magmen (ebenfalls).	9. Urtit	
B. Basische Gesteine oder Basite. (Monobisilikatische Magmen). $2.2 > \alpha > 1.4$	V. Fast oder ganz tonerdefreie Magmen.	10. Pyroxenite und Amphibolite	
	VI. Erdalkalische Magmen.	11. Shonkinite	
		12 Gabbros, Norite, Hypersthenite, Diabase	Grünstein-Magma.
		12a. Basalte	
		13. Monchiquit (Typ. II?)[1]	
		14. Melaphyre	
		15. Diorite	
		16. Gabbrosyenite	
	VII. Intermediäre Magmen.	17. Trachytite	
		17a. Andesittrachyte (Trachytandesite)	
	VIII. Alkalische Magmen.	18. Eläolithsyenite	Foyaitisches Magma.
		18a. Phonolithe	
		19. Tinguaite	
C. Neutrale Gesteine oder Mesite. (Bisilikatische Magmen). $2.5 > \alpha > 2.$	IX. Erdalkalische Magmen.	20. Andesite	
		21. Porphyrite	
	X. Intermediäre Magmen.	22. Syenite	
	XI. Alkalische Magmen.	23. Tephrite	
		24. Orthophyre	
		25. Trachyte	
D. Saure Gesteine oder Azidite. (Polysilikatische Magmen). $\alpha > 2.4$ (oder 2.3).	XII. Erdalkalische Magmen.	26. Quarzbasite (oder Quarztrappe)	
		27. Quarzdiorite (= Granodiorite)	
		27a. Andesitdacite	
	XIII. Intermediäre Magmen.	28. Dacite	
		28a. Quarzporphyrite	
		29. Plagioklasgranite (= Adamellite = Intrusivdacite)	
	XIV. Alkalische Magmen.	30. Nordmarkite	
		31. Pantellerite	
		32. Granite	
		33. Quarzporphyre	
		33a. Liparite	

[1]) Ich habe hier nur beispielsweise einige Unterabteilungen angeführt; eine

Eruptivgesteine von LOEWINSON-LESSING (1899).

Formeln	Aziditäts-koeffizient α	R^2O : RO	Unterabteilungen einiger Familien [1])
$\bar{R}O\ 3.5\ R^2O^3\ 2.1\ SiO^2$	0.35	1:7	
$12.1\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 8\ SiO^2$	1.17		
$6.3\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.9\ SiO^2$	1.03	1:12.7	
$2.2\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 3\ SiO^2$	1.14	1:5.6	
$1.5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 2.8\ SiO^2$	1.25	1:4.1	
$2.5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 3.5\ SiO^2$	1.20	1:3.6	
$1.9\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 3\ SiO^3$	1.21	1:4.6	
$2.3\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 3.2\ SiO^3$	1.20	1:3.7	
$1.1\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 2.51\ SiO^2$	1.21	6.9:1	
$29.6\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 29.6\ SiO^2$	1.83		Erdalkalische. Alkalische.
$5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6.4\ SiO^2$	1.60	1:7	Kalkgabbro (eigentl. Gabbro).
$3\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.2\ SiO^2$	1.45	1:15	Magnesiagabbro (Norit, Hypersthenit).
$2\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.3\ SiO^3$	1.71	1:8.2	Magnesiaalkali-Gabbro (Missourit, Shonkinit).
$2.5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.2\ SiO^2$	1.62	1:6.2	Alkaligabbro (Leuzitit, Ijolith).
$2.6\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.6\ SiO^2$	1.63	1:7.8	Erdalkalische. Alkalische (Orthoklasbasalt, z. T. Leuzitit u. Nephelinit).
$2.2\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4\ SiO^3$	1.5	1:2.5	
$2.3\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.1\ SiO^2$	1.9	1:3.6	
$1.5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4\ SiO^2$	1.77	1:4.3	
$3\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6\ SiO^2$	2.0	1:3.9	Melanokrate (Shonkinit). Leukokrate.
$1.25\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 3.4\ SiO^2$	1.79	1:1.1	
$1.4\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.46\ SiO^2$	2.07	1:1	
$1.1\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4\ SiO^2$	1.92	3.2:1	
$\bar{R}O\ R^2O^3\ 4\ SiO^2$	2.0	4.5:1	
$1.27\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.47\ SiO^2$	2.0	6:1	
$1.7\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.2\ SiO^2$	2.20	1:2.8	Erdalkalische.
$1.4\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.4\ SiO^2$	2.4		Alkalische (Tephrite).
$1.8\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.6\ SiO^2$	2.34	1:2.2	Alkalische { Kalisyenite. / Natronsyenite. Erdalkalische. Quarzsyenite.
$1.4\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 4.9\ SiO^2$	2.18	1.5:1	Kalitephrite. Natrontephrite.
$1.7\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.3\ SiO^2$	2.21	1:1.4	Kaliorthophyre. Natronorthophyre.
$1.25\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.2\ SiO^2$	2.42	1:1.1	Alkalische { Kalitrachyte. / Natrontrachyte. Erdalkalische. Quarztrachyte.
$1.7\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.8\ SiO^2$	2.40	1:2.8	
$1.5\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6.4\ SiO^2$	2.8	1:2.4	
$1.6\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.85\ SiO^2$	2.50	1:3	
$1.25\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6.33\ SiO^2$	3.02	1:1.5	
$1.25\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6.33\ SiO^2$	3.0	1:1.2	
$1.25\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 6.69\ SiO^2$	3.36	1:1.5	
$1.1\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 5.6\ SiO^2$	2.68	4.5:1	
$1.8\ \bar{R}O\ R^2O^3\ 8.8\ SiO^2$	3.54	1.6:1	
$\bar{R}O\ R^2O^3\ 7.7\ SiO^2$	3.91	1.7:1	Erdalkalische. Alkalische { Kaligranite. / Natrongranite.
$\bar{R}O\ R^2O^3\ 9\ SiO^2$	4.55	2.5:1	Kaliporphyre. Natronporphyre. Aegirinporphyre.
$\bar{R}O\ R^2O^3\ 9\ SiO^2$	4.76	6.4:1	Kaliliparite. Natronliparite. Eisennatronliparite (Aegirinliparite).

detailliertere Gliederung vieler Familien habe ich vorläufig nicht angestrebt (L.-L.).

art, die zu seinen Formeln führt, ist so bekannt und so allgemein verbreitet, daß hier ein kurzer Hinweis genügt; aus den Molekularprozenten der Analyse wird der für SiO^2 gefundene Wert als s in die Formel eingeführt, die Menge des vorhandenen $K^2O + Na^2O$ mit der gleichen Molekelzahl von Al^2O^3 zu $(NaK)^2Al^2O^4$ als Wert A vereinigt, der Rest von Al^2O^3 mit CaO zu $CaAl^2O^4 = C$ verbunden und als F die Summe von FeO, MgO und dem nicht in C enthaltenen CaO angegeben. Da $s + 2A + 2C + F = 100$ sein muß, genügt in den meisten Fällen zur Charakteristik neben s die Angabe des Verhältnisses von A, C und F; diese relativen Werte werden, um sie möglichst einfach in einer Dreiecksprojektion benützen zu können, auf die Summe 20 berechnet und in der eigentlichen Formel durch a, c und f bezeichnet. n ist der Wert, der sich für Na^2O ergibt, wenn man $Na^2O + K^2O = 10$ setzt, entsprechend m für (Mg, Fe)O und den Wert $F = 10$, k der Kieselsäurekoeffizient $= \frac{s}{6A + 2C + F}$.

Ein chemisches System wird nach Osann „nur dann ein praktisches sein, wenn es mit dem gebräuchlichen, auf mineralogischer Zusammensetzung und Strukturunterschieden basierten zu einem möglichst natürlichen kombiniert ist“ (l. c. 1900, S. 352); es soll hauptsächlich dazu dienen, dem relativen Mengenverhältnis der wesentlichen Gemengteile im Rahmen des mineralogisch-strukturellen (geologischen) Systems zu der ihm zukommenden Bedeutung zu verhelfen. In diesem Sinne rechnet Osann sein System zu den künstlichen, eine Bezeichnung, die nur gilt, solange man es für sich allein anwenden wollte; in der ihm vom Verfasser zugewiesenen Beschränkung ist es ein Werkzeug für die Annäherung an ein natürliches System. Ein Beleg hierfür ist Osann's Aufsatz „Über die Definition von Diorit und Gabbro“ (Min. Petr. Mitt., 22, 1903, S. 403), auf den wir im zweiten Teil dieser Abhandlung nochmals zurückkommen müssen; dort soll auch das System selbst besprochen werden, das zwar ein vollständiges Fachwerk darstellt, in dem jede Analyse eines Eruptivgesteins untergebracht werden kann, in dieser Hinsicht also rein chemisch ist, das aber jede der drei Klassen Rosenbusch's, die Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergußgesteine, getrennt behandelt und auch die Schranken zwischen den einzelnen Gesteinsfamilien dieses Systems nicht verrücken will, mithin in der chemischen Zusammensetzung nur einen Faktor neben anderen erblickt.

Im Jahre 1897 veröffentlichte A. Michel-Lévy eine „Note sur la classification des magmas des roches éruptives“, die ein vollständiges Schema für alle (bekannten und auf Grund der Michel-Lévy'schen Annahmen möglichen) Magmen enthält (Bull. Soc. géol. de France. série 3, 55, S. 326 ff.). Michel-Lévy geht aus von der

alten Lehre von den zwei Magmen, als deren Mischungen alle Eruptivgesteine aufgefaßt werden können; für ihn beweisen die Untersuchungen von Rosenbusch, Iddings, Brögger, Becke, „que deux magmas eruptifs seuls ont une individualité assez tranchée pour permettre une définition exempte d'arbitraire; celui qui est depourvu d'éléments ferro-magnésiens et que M. Rosenbusch a réparti entre ses magmas foyaitique et granitique (φ et γ); et celui qui est presque exclusivement composé d'éléments ferro-magnésiens et qui comprend les lamprophyres et les péridotites. Il correspond au magma péridotique (π) de M. Rosenbusch et à une partie de celui de ses gabbros (ψ). La définition chimique de ces deux magmas, qu'on peut appeler alcalin et ferro-magnésien, est facile en partant de la magnésie m: le premier n'en contient pas; $m = o$. Le second en contient une quantité maximum et toujours supérieure à la quantité de chaux feldspathisable c des magmas considérés: $m > c$“ (S. 341).

Der „chaux feldspathisable“ ist die Menge des Kalks, die zum Aufbau des Anorthitmolekels verwendet werden kann, entspricht also dem Kalk des Rosenbusch'schen Kalkkerns $CaAl^2(Si^4)$ und wird auch in ganz entsprechender Weise berechnet.[1]) Aus der Menge der Magnesia, die für sich allein, ohne Eisen, charakteristisch für das magma ferro-magnésien ist, und aus ihrem Verhältnis zu dem chaux feldspathisable ergeben sich die vier Hauptmagmagruppen:[2])

---

[1]) In der von Michel-Lévy angewendeten Signatur bedeutet m Magnesia, c den „chaux feldspathisable“, c' den Teil des Kalkes, für den keine Tonerde mehr vorhanden ist, k und n ist der Ausdruck für Kali und Natron des Feldspats und der Feldspatvertreter (dem Kern $KAlSi^2$ resp. $NaAlSi^2$ entsprechend) n' Natron, das nicht an Tonerde gebunden ist (in den Alkalipyroxenen und Amphibolen), a ist die Tonerdemenge, die nach Abzug der k, n und c entsprechenden Beträge übrig bleibt (Tonerdeüberschuß). Die nicht an Tonerde gebundenen Mengen von Kalk c' und Natron n' werden hier der Einfachheit wegen gleichfalls als Überschuß bezeichnet.

[2]) Die Indices p, m und g haben in dieser Abhandlung Michel-Lévy's eine doppelte Bedeutung, durch die das Verständnis der Arbeit erschwert wird. Einerseits wird das Verhältnis bezeichnet, in dem der mit dem Index versehene Wert zu dem Vergleichswert steht; in diesem Falle sagt p aus, daß der Wert $^1/_4$—$^3/_4$ des Vergleichswerts beträgt, m bedeutet $^3/_4$—$^5/_4$, g mehr als $^5/_4$, und Werte, die weniger als $^1/_4$ betragen, erhalten den Index 0. Andererseits bedeuten die Zeichen, daß der betreffende Bestandteil fehlt oder in sehr geringer Menge vorhanden ist (0), in geringer Menge (p), in mittlerer (m), oder in sehr bedeutender Menge (g) vorkommt, ohne daß hierdurch ein Vergleich mit anderen Bestandteilen ausgedrückt werden soll. In der Tabelle haben die Zeichen, soweit sie sich auf die horizontalen Abteilungen beziehen, ausschließlich die zweite Bedeutung, drücken also die Menge des Bestandteils selbst aus, in den vertikalen Reihen deuten sie das Verhältnis an, in dem die an Tonerde gebundenen Mengen des Kalks (c) und die gleichfalls an Tonerde gebundenen Kalimengen (k) zu der als Einheit gewählten gebundenen Menge des Natrons stehen, ohne daß diese verschiedene Bedeutung durch den Druck kenntlich gemacht würde.

$m = o$, Magma alcalin, nahezu frei von Magnesia; enthält wenig, vielfach gar keinen Kalk, bisweilen Tonerdeüberschuß, in anderen Fällen Natronüberschuß.

$m_p < c$, Magma alcalino-terreux, enthält wenig Magnesia und gewöhnlich zur Bindung des Kalks ausreichende Tonerde, gelegentlich auch Tonerdeüberschuß.

$m_m = c$, Magma terreux-alcalin, Magnesia in beträchtlicher Menge, Gesteine mit viel überschießendem Kalk wiegen entschieden vor; nach der Menge der Alkalien, besonders des Kali, zerfallen diese in zwei Gruppen.

$m_g > c$, Magmas ferro-magnésiens, reich an Magnesia; vorherrschend viel überschießender Kalk, der nur in einer kleinen Gruppe fehlt. Verschiedenes Verhalten der Alkalien und des an Tonerde gebundenen Kalkes.

In der Tabelle (S. 202—209) werden die horizontal angeordneten Hauptmagmen sinngemäß nach den angegebenen Unterschieden (ausgedrückt durch a, c′, n′, k usw.) in Untergruppen geteilt, wobei die Indices die Größe der einzelnen Werte ausdrücken. Die vertikalen Reihen werden aufgebaut nach dem Verhältnis der in den Feldspaten und Feldspatvertretern vorhandenen Mengen von Kalk und Kali zum Natron. Daß die vertikalen Reihen in erster Linie auf das Verhältnis $c : n = C$ aufgebaut sind und daß daher die auf Grund des Verhältnisses $k : n = K$ unterschiedenen Reihen als Unterabteilungen erscheinen, soll nicht bedeuten, daß das zweite Verhältnis weniger bedeutungsvoll ist als das erste: „on peut se servir, comme base des divisions principales, soit de c, soit de k" (S. 346, 347) — die Anordnung zunächst nach C reißt die Gruppen des mineralogischen Systems weniger auseinander, während eine Einteilung nach K die „natürlichen Gesteinsserien" näher benachbart zeigen würde.

In der Gestalt, in der die Tabelle hier abgedruckt wird, weicht sie etwas vom Original ab; es ist der Versuch gemacht worden, die Übersicht gegenüber dem Original zu erleichtern. An Stelle der lateinischen und griechischen Buchstaben, die im Original als Symbol für die Gesteinsfamilien stehen, sind diese Namen selbst eingesetzt, und an Stelle der kleinen Zahlen, die den Buchstaben zugefügt sind, um auf die der Originalarbeit auf mehreren Tafeln beigegebenen Analysendiagramme bestimmter Gesteine hinzuweisen, wird hier der Fundpunkt selbst oder der Name des Typus in Klammern angegeben, z. B. statt G_4: Granite (Baveno) oder statt L_2: Syénite micacée (Durbachite-Lamprophyre).

Theoretisch liegen der Michel-Lévy'schen Einteilung zwei Anschauungen zugrunde, der prinzipielle Gegensatz zwischen den

magmas alcalins und den magmas ferro-magnésiens, und weiter die hohe Bedeutung, die dem Verhältnis des Kali zum Natron zugeschrieben wird. Der Gegensatz zwischen den magmas purement alcalins (les syénites leucitiques et éléolithiques, les granites pegmatoïdes, les granulites [aplites], les pegmatites, mit Einschluß ihrer Ergußäquivalente) und dem magma ferro-magnésien (Péridotite mit Übergängen zu den Diabasen) besteht nicht nur in der stofflichen Zusammensetzung; Michel-Lévy betont noch einen erheblichen genetischen Unterschied für die diesen „reinen" Magmen entsprechenden Gesteine, indem er, wie Élie de Beaumont es für den Granit getan hat (Note sur les émanations volcaniques métallifères. Bull. Soc. géol. de France, série 2, 4, S. 1249 ff., an verschiedenen Stellen: S. 1315, 1316 u. a.; 1846/47), für alle zu den magmas alcalins gehörigen Gesteine eine starke Mitwirkung von Mineralisatoren für unbedingt erforderlich erklärt und mit A. Daubrée das magma ferro-magnésien als lückenlose Umhüllung des metallischen Erdkerns annimmt (vgl. hierzu beispielsweise A. Daubrée, Synthetische Studien bezüglich der Meteoriten, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 22, 1870, S. 415 ff., spez. S. 447 ff.). In diesem Sinne führt er aus: „Le contraste est donc profond entre les magmas alcalins et les magmas ferro-magnésiens; ces derniers paraissent bien jouer le rôle de scorie ignée, tandis que les premiers, essentiellement mobiles et susceptibles d'injections subtiles, semblent destinés a être entraînés par les dissolvants et les minéralisateurs et transportés a la façon des solutions liquides ou même des gaz volatils" (S. 369). In einer späteren Arbeit bezeichnet er geradezu die beiden Magmen als „scorie" und „fumerolle" (Comptes rendus CXLIV, Paris 1907, S. 603), und seine Besprechung der „Quantitative Classification" in der „Contribution a l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises, application de la nouvelle classification quantitative américaine" (Bull. de la Serv. de la Carte Géologique de France, No. 92, 1902/03, XIV) schließt er mit den Worten: „En tout cas, nous sommes particulièrement flatté de voir les auteurs américains prendre, pour base de leur nouvelle classification, les deux seuls magmas fondamentaux que nos propres études nous avaient induit a retenir: la scorie ferro-magnésienne, les produits de pénétration et de dissémination des fumerolles alcalines, alumineuses et siliceuses" (S. 32).

Vom Standpunkt der Systematik aus viel interessanter als die Einteilung in die Hauptgruppen ist die weitere Gliederung der Magmen nach dem Verhältnis der Alkalien zueinander, dem Verhältnis k zu n: es ist der erste und meines Wissens bisher einzige Versuch, den Begriff der Gesteinsserie für ein System zu verwerten. Allerdings kann ein derartiges System keine allgemeine Bedeutung beanspruchen, sondern muß im günstigsten Fall auf eine Anzahl von Serien beschränkt bleiben: es wird ein Verhältnis, das zwar häufig,

			c_o					
			Domitique	Leucitophyrique	Ditroitique	Kératophyrique	Leucotéphritique	Trach- tiqu
			K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K_m
Magma alcalin m = o	Granulitique	a	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites, Trachytes. — Granite décomposé de Schapbach.	— Rhyolites. — Granites.	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites, Phonolites. —	Kératophyres. —	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites. — Granite à Albite de Bühlberg près Eibenstock (Saxe).	Mikr granu (Porp res, P stein Orthop res — Rhyol Phon lites — Grani
	Granito-éléolitique et leucitique	a = o, c′ = o c′p	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites, Trachytes. —	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites, Leucitophyre de Rieden. — Granites.	— Rhyolites, Trachytes, Phonolites, Leucitite sans olivine de Tusculum. — Syénite éléolitique (Ditroite) de Ditró, Granites.	—	— Rhyolites, Trachytes, Leucotéphrites (Rocca Monfina). — Granites.	— Trac tes —
	Pantelléritique . . .	n′	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins), Porphyrites. — Rhyolites. —	Trachytes. — Pantellérites, Rhyolites, Trachytes, Andésites, Phonolites, Téphrites, Leucitophyre de Rieden. — Syénites éléolitiques.	— Rhyolites, Dacites, Phonolites, Téphrites, Leucitophyre de Rieden. Syénite leucitique de l'Arkansas Syénite éléolitique de Siksjö-Berg (Dalarne).	Mikrogranulites (Porphyres, Pechsteins). — —		

…tique …rsan-…que	Pech-steini-que	cm				cg			
		Syéni-tique	Syénito-dioritique	Diori-tique	Limbur-gitique	Minet-tique	Monzoni-tique	Diorito-diabasique	
…p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o
	Mikro-granu-lites (Por-phyres, Pech-steins).		Ortho-phyres.						
	—	—	—	—					
		Trachy-tes.		Rhyolites, Andésites.					
		—	—	—					
			Granites.						
…to-…res.									
—									
…ites, …tes.									
—									

			co				
		Domitique	Leucitophyrique	Ditroitique	Kératophyrique	Leucotéphritique	Tra- tio
		Kg	Km	Kp	Ko	Kg	K
Magma alcalino-terreux $m_p < c$	Granito-tonalitique	a					Mikro-granulites (Porphyres, Pechsteins). — Rhyolites. — Granite de Mittweida (Saxe).	Por rit — Ph lit —
	Granitique proprement dit	a = o, c' = o					— — Granites.	— La dor — Gra
	Granito-esterellique	c'p					— Trachytes. —	Orth r — Tra t — Gra

…itique …ersan- …ique	Pech-steinique	Syénitique	Syénito-dioritique	Dioritique	Limburgitique	Minettique	Monzonitique	Diorito-diabasique	
		cm				cg			
K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o
		Orthophyres.	Orthophyres.					Porphyrites.	
—		—	—	—			—	—	
…ites.			Dacites.	Dacites, Andésites.			Trachytes.	Andésites.	
—			—	—			—	—	—
…ite de …ufort …aute …oie).				Tonalite d'Avio-See (Adamello).			Granite à Amphibole du Hohwald.		Diorites.
…mben- …hyres, …ato- …yres.			Porphyrites.			Porphyrites.			
—			—			Trachytes.	Labradorites.	Andésites.	
—			—			—	—	—	
								Porphyrites.	
—			—	—		—	—	—	—
…chy- …es, …sites, …bra- …ites, …rites.			Trachytes, Andésites, Labradorites.	Labradorites.		Andésites.	Andésites.	Dacites, Labradorites.	Basaltes.
—		—	—	—		—	—	—	—
…nite …ma- …e de …eno, …nite …rvi- …te), …nite …tique …aite) …aldas …Mon- …que …rtu- …l).		Granites, Syénite (Plauénite).	Diorites.	Granites, Esterellites (Diorite quarzifère de Quenast).			Syénite (Monzonite).	Norites.	

			co					
			Domi-tique	Leucito-phyrique	Ditroi-tique	Kérato-phyrique	Leucoté-phritique	Trac tiq
			Kg	Km	Kp	Ko	Kg	K
Magma terreux-alcalin mm = c	Très rare	a a = o, c′ = o						Kér phy —
	Magma diorito-diabasique	cm — ko presque nul						
	Magma diabaso-lamprophy-rique	cm — kp—g plus ou moius abon-dant					— Trachytes. —	Mé phy — Andé Dio

		cm				cg			
citique Kersantique	Pechsteinique	Syénitique	Syénitodioritique	Dioritique	Limburgitique	Minettique	Monzonitique	Diorito-diabasique	
K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o
ombenphyres. —			Porphyrites. —	— — Diabase du Pelvoux (normale?)				Mélaphyres. —	
					— Camptonites. — Diorites, Norites.			Mélaphyres. — Labradorites, Basaltes. — Diorite (normale), Diabases et Gabbros, Norites.	— Basaltes. — Diorites, Diabase de Hunneberg (Suède), Norites.
— désites, abrarites, saltes, éphénites. — lites.		— Leucitite sans olivine de Tusculum, Leucotéphrite à olivine du Vésuve. — Syénite (Plauénite).	— Basaltes. —	— Labradorites, Basaltes. — Teschénite de Boguschowitz.		— Camptonites. —	Mélaphyrites. — Camptonites, Leucitite à olivine du Gossberg (Walsdorf, Eifel). —		

				c_o					
				Domitique	Leucitophyrique	Ditroitique	Kératophyrique	Leucotéphritique	Tra[illegible] tiq[illegible]
				K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K[illegible]
Magma ferro-magnésien $m_g > c$ — Magma lamprophyrique	Albitique . .		a $a = o,\ c' = o$			Kératophyres. — Diabase du Pelvoux (décalcifiée).	Kératophyres.	Porphyrites. —	— Lar[illegible] phy[illegible]
	Nephelinokersantitique	k_{p-m}	c'_g — c plus ou moins grand						
	Leucitominettique	k_g	c'_g — c plus ou moins grand						
	Théralitique	k_{m-p}	c'_g — $c = o$		Andésites, Leucitite sans olivine de Tusculum. — Malignite à néphéline et pyroxène.	K_p Trachytes, Basaltes, Néphélinites, Leucitite sans olivine de Tusculum. — Théralites Sud-Ouest de Martinsdale.			
	Malignitique	k_{m-p}	c'_g — $c = o$ — n'			K_p Téphrites, Néphélinites à olivine. — Malignite à grenat et pyroxène.			
Magma ferro-magnésien $m_g > c$	Magma péridotique	k_o presque nul	c grand						

acitique Kersan- titique	Pech- steini- que	c_m				c_g			
		Syéni- tique	Syénito- dioritique	Diori- tique	Limbur- gitique	Minet- tique	Monzoni- tique	Diorito-dabasique	
K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o	K_g	K_m	K_p	K_o
érato- phyres. — — ampro- phyres.		— Syénites.	Porphy- rites. —			Pophyri- tes. — — Lampro- phyres.			
K_p asaltes — Camp- nites, Mélilite- saltes — Néphé- nites à olivine, Néphélinit. — ersantite (Por- hyrite micacée, Lamprophyre) de Bärenstein chmiedebach), Diabases et Gabbros.			— Téphrites à olivine, Néphéli- nites à olivine. — Monchi- quite, Rio de Ouro, Serra de Tingua.	Porphy- rites. — Basaltes, Téphrites à olivine, Néphélin. à olivine. —					
		K_g Leucitites, Leucoté- phrites à olivine (Vésuve). — Syénite micacée Durbachite, Lampro- phyre).				K_g Mélaphyres. — Leucitite à olivine du Gossberg (Walsdorf, Eifel), Leucitite sans olivine de Tusculum. — Minette (Orthoph. micacée, Lamprophyre) de Framont.			
				K_o Camptonites, Mélilite-basaltes, Limburgites. — Péridotites, Diabases et Gabbros.				Basaltes. — Péridotites.	Basaltes. — Péridotites.

aber keineswegs bei allen Serien eine für jede einzelne charakteristische Konstanz aufweist, dem ganzen Schema zugrunde gelegt, und es wird eine Auflösung der ganzen Gesteinswelt in Serien gewissermaßen vorausgesetzt.

Der Begriff der Gesteinsserie geht zurück auf die Feststellung Vogelsang's von 1872, „daß gleichartige Vorkommnisse so häufig in größerer Zahl zusammengedrängt sind" (vgl. die Systematik der Eruptivgesteine I, diese Fortschritte, 3, S. 226, 227); später hat J. W. Judd ähnliche Beobachtungen mehr im einzelnen verfolgt und hierauf seine Lehre von den „petrographical provinces" begründet. Seine Anschauungen beruhen auf Beobachtungen in Österreich-Ungarn, auf der Ähnlichkeit, die die tertiären böhmischen Ergußgesteine ebenso wie die ungarischen gleichalterigen untereinander erkennen lassen, und auf den durchgreifenden Unterschieden, die zwischen beiden Gebieten bestehen („Volcanoes: what they are and what they teach", 1880, S. 202, zitiert nach einer Anmerkung in der folgenden Arbeit), und besonders auf den Verhältnissen der basischen tertiären Eruptivgesteine in Großbritannien (On the Gabbros, Dolerites and Basalts, of Tertiary age, in Scotland and Ireland, Quarterly Journal of the Geol. Soc., 42, S. 49 ff., spez. S. 54, 1886). In der durch ihren hohen Natrongehalt charakterisierten „Provinz" des Kristianiagebietes hatte W. C. Brögger im Jahre 1890 eine Anzahl von Gesteinsserien unterschieden, deren Glieder untereinander enger verknüpft sind, während auch die einzelnen Serien durch Übergänge verbunden sind, und weiter festgestellt, daß die petrographische Reihenfolge und die geologische Altersfolge übereinstimmen (Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite, Allgemeiner Teil, Zeitschr. f. Kristallographie, 16, S. 80 ff.); hierdurch wurde sowohl für die Systematik eine neue Einheit, die Gesteinsserie, geschaffen, wie auch eine neue geologische Beziehung festgestellt. Unter einer „Gesteinsserie" versteht Brögger „die Gesamtheit einer Anzahl durch alle Übergänge miteinander verbundener Gesteinstypen, welche derselben Hauptstrukturklasse angehören . . ., sowie in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gewisse gemeinsame Beziehungen besitzen, während in anderen Beziehungen eine kontinuierliche Änderung der Zusammensetzung von dem einen Endglied der Serie bis zum anderen stattfindet" (Die Gesteine der Grorudit-Tinguaitserie, Skrifter utgivne af Videnskabsselskabet i Christiania I, 1894, S. 169); zu den charakteristischen Eigenschaften der Gesteinsserien gehört, „daß jedes Mittel einer Anzahl Glieder der Serie einem möglichen Glied der Serie annäherungsweise entsprechen muß" (l. c., S. 175). Die für die Systematik am meisten in die Augen springende Folgerung

aus dem Serienbegriff ist die Einschaltung der „Unterordnung der Orthoklas-Plagioklasgesteine"; da für diese, wie der Name zeigt, eine mineralogische Definition gewählt wurde, wenn auch, wie die Begründung der Unterabteilungen erkennen läßt, für Brögger die chemischen Verhältnisse hierbei entscheidend mitwirkten, wurde sie schon im ersten Teil dieser Abhandlung (S. 222, 223) besprochen.

In sehr eigentümlicher Weise führen in dem letzten Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts von durchaus verschiedenen Gesichtspunkten ausgehende Forschungen zu dem gleichen Ergebnis, zu einer Zweiteilung der Eruptivgesteine auf chemischer Grundlage. Dies gilt ebenso für die Untersuchungen, die sich an Rosenbusch's Auffassung der Ganggesteine und seine Kerntheorie knüpfen, ganz gleich, ob sie theoretisch zustimmen, abändern oder widersprechen, wie für die Ergebnisse des Studiums der petrographischen Provinzen, besonders der Arbeiten von J. P. Iddings, der die Beziehungen der verschiedenen Glieder einer Provinz durch Spaltungsvorgänge aus einem gemeinsamen Magma erklärt und für die Gesamtheit dieser Beziehungen den Begriff der „consanguinity" einführt (The Origin of Igneous Rocks, Bull. Phil. Soc. Washington, 12, S. 89 ff., spez. S. 128—130, 1892); zu demselben Ziel führten die von A. Harker und von F. Becke angestellten Untersuchungen und schließlich auch die absichtlich von jeder geologischen Anschauung losgelöste Untersuchungsweise A. Osann's, die lediglich die chemischen Analysen der Eruptivgesteine auf ihre chemischen Beziehungen zueinander prüft. Selbstverständlich decken sich die beiden Abteilungen nicht bei allen Forschern vollständig; ebensowenig ist von vornherein strenge Übereinstimmung in den von den verschiedenen Forschern als charakteristisch erachteten chemischen Merkmalen in beiden Reihen zu erwarten. Andererseits muß man sich gegenwärtig halten, daß die Michel-Lévy'schen Magmagruppen zwar auf einem primären Gegensatz zweier Magmenreihen beruhen, sich aber auf ganz anderer Grundlage, der Annahme der Mischung dieser beiden Urmagmen (wie bei Bunsen), aufbauen; auch die als Untergruppen auftretenden „alkalischen Magmen" und „erdalkalischen Magmen" Loewinson-Lessing's decken sich keineswegs mit den beiden Reihen: wie die Tabelle auf S. 196—197 zeigt, stehen zwischen ihnen „intermediäre Magmen", und außerdem werden, ihnen systematisch gleichgeordnet, sesquioxydische und tonerdefreie Magmen unterschieden. Besonders bezeichnend für die abweichende Auffassung sind die intermediären Magmen, zu denen beispielsweise Nephelinbasite und Leuzitbasite gerechnet werden, während die Skonkinite sogar unter den erdalkalischen Magmen ihren Platz finden.

H. Rosenbusch unterschied zunächst (1896) drei Reihen, die foyaitisch-theralithische, die granito-dioritische und die Gabbro-

Peridotit-Reihe: sie sind „am strengsten dadurch als natürliche Reihen gekennzeichnet, daß jede derselben eine eigene Gefolgschaft polar gegliederter Ganggesteine besitzt, welche niemals und nirgends, soweit wir Kunde haben, in eine fremde Gesellschaft übertreten, sondern allenthalben und stets als getreues Gefolge innerhalb der Sippe bleiben" (Physiographie, II, 3. Aufl., 1896, S. 385) — maßgebend waren für die Aufstellung der Gabbro-Peridotit-Reihe die Beerbachite (Gabbroaplite) einerseits, die Odinite andererseits. Aber schon 1898 finden sich in den „Elementen" durch Zusammenziehung der granito-dioritischen und der Gabbro-Peridotit-Magmen nur zwei Reihen: die Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen und die der granitodioritischen und gabbro-peridotischen Magmen (S. 183 bis 188): für die chemische Charakteristik beider Reihen wird neben den aus der Kerntheorie sich unmittelbar ergebenden Unterschieden auch auf die abweichende Stellung des Fe zu Mg und Ca aufmerksam gemacht. In der foyaitisch-theralithischen Reihe können Mg und Ca vollständig fehlen, „während Fe allenthalben reichlich vorhanden ist, ja in gewissen Elaeolithsyeniten ganz deutlich Al ersetzt, wo Al nicht ausreicht für die Bindung der Alkalien in dem Kern (NaK) Al Si^2. Dies ist ein Verhältnis, welches sich bei den tinguaitischen Ganggesteinen und den Pantelleriten der Ergußgesteinsreihe wiederholt.

In den granito-dioritischen Magmen vertritt Fe niemals Al: dagegen erscheint hier Ca, welches in den foyaitischen Magmen bis auf geringste Spuren nur in den Kernen RSi auftritt, in den granitodioritischen und gabbro-peridotischen Magmen reichlich in dem Kern $CaAl^2Si^4$ und in dem Kern RSi allenthalben, aber nur ausnahmsweise in dem Kern R^2Si. Sehr auffallenderweise verschwindet in der foyaitischen Magmenreihe Mg zusammen mit Ca, in der granito-dioritischen zusammen mit Fe. Das steht im Einklang mit der Rolle von Fe und Ca für sich allein in den beiden Magmenreihen und damit, daß am SiO^2-armen Pol der gabbro-peridotischen Magmen Mg und Fe sich offenbar vertreten, wie Fe und Al sich in den foyaitischen Magmen vertreten können" (S. 185, 188).

Für diese beiden Gesteinsreihen gebraucht später Rosenbusch auch die Namen „Reihe der Alkaligesteine" und „Reihe der Kalk-Alkaligesteine"[1] (Elemente, 3. Aufl., 1910, S. 183) oder spricht auch einfach von der „Alkalireihe" und der „Alkali-

[1] Zur Vermeidung von Verwechselungen muß hier darauf aufmerksam gemacht werden, daß Brögger die Bezeichnung „Kalk-Alkaligesteine" in einem anderen Sinne gebraucht: er faßt Gesteine wie die ältesten Differentiationsprodukte des gemeinsamen natronreichen Stammagmas der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, Glieder der Familie der Essexite und der Akerite, unter diesem Namen zusammen (Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Nyt Mag. f. Naturvidensk. 44, S. 113 ff., spez. S. 117, 1906).

kalkreihe" (l. c., S. 237); dabei betont er aber wiederholt nachdrücklich, daß die chemische Zusammensetzung allein nicht immer maßgebend für die Zuweisung des Gesteins zu einer der beiden Reihen sein kann (Physiographie, 4. Aufl., II, 1, S. 3, 4), sondern verweist stets neben dieser auf die mineralogische Ausbildung und die geologische Vergesellschaftung, die bisweilen beide zur sicheren Einreihung eines Gesteins erforderlich sind (l. c. S. 13–15). Das Bestreben, stets die mineralogische Zusammensetzung mit zur Charakteristik zu verwenden, tritt scharf hervor bei der Besprechung einer dritten Eruptivgesteinsreihe, die neben den „beiden genannten Haupteruptivgesteinsreihen ... mit zunehmender Deutlichkeit ... sich aus dem Dunkel hebt" und vorläufig besonders Hypersthengranite, Anorthosite und verwandte Gebilde umfaßt (l. c., S. 15). Als Ergebnis der vergleichenden Untersuchungen „stellt sich heraus, daß parallel den Reihen Kalkalkaligranit-Syenit-Gabbro und Alkaligranit-Alkalisyenit-Elaeolithsyenit-Essexit-Shonkinit und Theralith eine Reihe Charnockit-Mangerit-Anorthosit unter den Tiefengesteinen zu erkennen ist, die sich bei typischer Ausbildung chemisch durch das auffallende Zurücktreten der Eisenoxyde und der Magnesia, mineralogisch durch einen herrschenden eigentümlichen Mikroperthit und die Vorherrschaft von rhombischen und monoklinen Pyroxenen über Glimmer und Amphibole, sowie durch das Hinabreichen der Kalifeldspate und des Quarzes bis in sehr basische Gesteinsformen hinein charakterisiert. Eine sichere und scharfe Trennung der in die Gabbrofamilie gehörigen Glieder der ersten und dritten Reihe ist zurzeit noch nicht möglich" (l. c., S. 361).

Für annähernd die gleichen beiden Hauptabteilungen der Gesteine gebrauchte Iddings in seiner oben erwähnten wichtigen Abhandlung von 1892 die Bezeichnnng „alkali group" und „subalkali group" (S. 182, 183) und machte auf die Vorherrschaft der alkali group im Osten, der subalkali group im Westen des amerikanischen Kontinents aufmerksam[1]; im Anschluß an diese Unter-

[1]) Im Verlauf seiner späteren Untersuchungen wendet sich Iddings gegen die Verallgemeinerung der Bezeichnung „alkalic"; es erscheint ihm „incorrect and consequently misleading to charakterize a great series of rocks, or the magmas, of a particular region as »alkalic« when the alkalies, soda and potash, form very subordinate chemical factors in the bulk of the rocks so charakterized, and when rocks containing greater amounts of soda and potash are not considered »alkalic«", wobei er auf Granite und Granodiorite von der Sierra Nevada (Cal.) einerseits, böhmische Nephelintephrite andererseits verweist (Igneous Rocks, II. Description and Occurence, S. 463, New York 1913). Auch für die Anwendung des Begriffs „Petrographische Provinz" verlangt er größere Strenge und Schärfe in der Definition und Abgrenzung (l. c. S. 345 ff.) und kommt somit bei der Besprechung der petrographischen Provinzen Nordamerikas (S. 463 ff.) zu dem Ergebnis: The data already in hand suggest the existence of illdefined zones traversing the North American continent

suchungen zeigte A. Harker 1896 „the very general correspondence of the areas of the alkali and subalkali groups respectively with the areas of the Atlantic and Pacific types of coast line as defined by Suess“, und unterschied dementsprechend „an Atlantic and a Pacific facies of eruptive rocks“ (Science Progress, 6, 1896, S. 12 ff., zitiert nach A. Harker, The Natural History of Igneous Rocks, S. 92, London 1909).

Unabhängig von diesen Untersuchungen gelangte F. Becke in seiner Abhandlung: „Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine“ (Min. Petr. Mitt., 22, 1903, S. 209 ff.) zu ganz ähnlichen Ergebnissen; hier kommen nur die chemischen Verhältnisse in Betracht. Ein Vergleich der Andesgesteine und der Mittelgebirgsgesteine zeigt in den Andesgesteinen ein relatives Überwiegen von Al, ferner kleine Unterschiede beim Vergleich von Na und K, von Mg und Fe, und zwar stets in dem Sinne, „daß im böhmischen Mittelgebirge relativ mehr die schweren, im Andesgebiet die leichten Elemente vertreten sind“ (S. 247); es wird daher angenommen, daß die Gesteine der andesitischen Gaureihe, die „pazifische Sippe“, oberen Schichten der Erdrinde, die Gesteine der tephritischen Gaureihe, die „atlantische Sippe“, tieferen Schichten der Erde entstammen. Mit dieser Annahme stimmt das Auftreten der leichteren pazifischen Gesteine längs den ganzen gefalteten Kettengebirgen und das Gebundensein der schwereren atlantischen Gesteine an Gebiete, die tektonisch von Schollenbrüchen beherrscht werden, überein. Schließlich wird auf die Übereinstimmung dieser beiden Gesteinssippen mit den Rosenbusch’schen Hauptreihen ausdrücklich hingewiesen.

Durchaus ähnliche Anschauungen entwickelte bekanntlich gleichzeitig G. T. Prior in seinen „Contributions to the Petrology of British East Afrika“ (Mineralog. Magazine, 13, London 1903, S. 228 ff.); er fand, daß von den vier großen N—S verlaufenden Vulkanketten die beiden pazifischen wesentlich durch Andesite, die atlantische und die ostafrikanische durch alkalireiche Gesteine und Basalte charakterisiert sind (S. 261).

Eine scharfe chemische Charakteristik der beiden Reihen läßt sich, wie diese Ausführungen zeigen, infolge der verschieden-

along the lines of its chief physiographic features, but they also indicate the petrographical complexity of these zones and the probability of their being separated into many petrographical provinces and into innumerables districts“ (S. 480, 481). Schließlich wendet er sich auch gegen die Bezeichnung „atlantische Sippe“: „The igneous rocks of Western and Central Europe and those of the Eastern United States on the opposite sides of the Atlantic Ocean are so very different petrographically that they cannot be said to belong to similar petrographical provinces, and they do not appear to be isomagmatic, or to have been derived from chemically like magmas“ (S. 568).

artigen Beziehungen der chemischen Gesteinskomponenten zueinander kaum aufstellen: zwar gibt es besonders in den durch mittleren Kieselsäuregehalt ausgezeichneten Teilen der beiden Reihen für typische Vertreter sofort in die Augen springende Unterschiede, aber sie werden schon in diesem Abschnitt beider Reihen bei schwachen Vertretern unscharf und müssen ganz allgemein mit der Annäherung an die leukokraten (sauren) und melanokraten (basischen) Endglieder undeutlich werden. A. Harker hat unter Zugrundelegung einer sehr großen Zahl von Analysen in Diagrammen die Variationen der Mengen von Na^2O, K^2O, Al^2O^3, CaO, MgO, Fe^2O^3 und FeO mit den Mengen von SiO^2 für beide Reihen dargestellt; in den folgenden Diagrammen, entnommen seinem Werke „The Natural History of Igneous Rocks" (London 1909, S. 150, 151), sind auf der Abscisse SiO^2 in Gewichtsprozenten, die anderen Stoffe der Reihe nach als Ordinaten aufgetragen und die sich ergebenden Kurven für die pazifische Sippe durch ausgezogene, für die atlantische durch gestrichelte Linien angegeben.

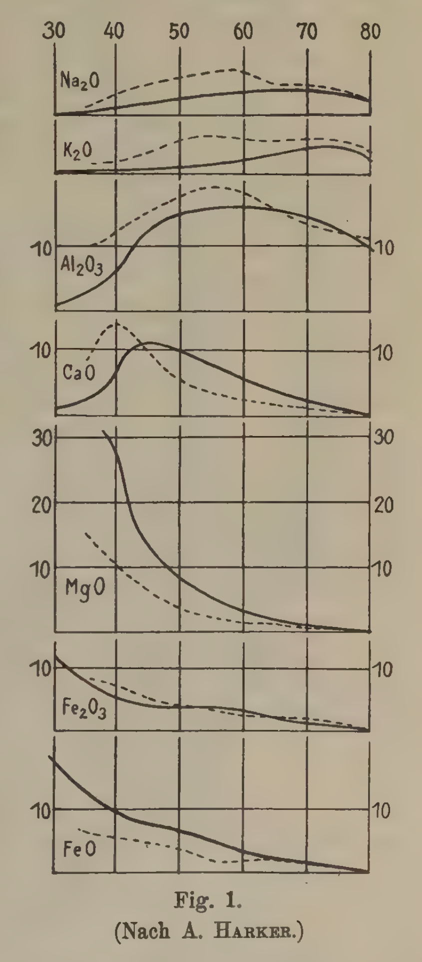


Fig. 1.
(Nach A. Harker.)

Vortrefflich treten die Eigentümlichkeiten der beiden Hauptreihen durch eine von A. Osann eingeführte Methode hervor, die er zur Untersuchung dieser Verhältnisse anwendet (Petrochemische Untersuchungen, I. Teil, Abh. Heidelberger Akad. d. Wissensch., Math.-naturw. Kl., 2. Abh., Heidelberg 1913, auszugsweise vom Verfasser dargestellt im Zentralbl. f. Min. 1913, S. 481 ff. — hier wird die eigentliche Abhandlung zugrunde gelegt). Osann bestimmt aus den Molekularzahlen der Analysen vier Verhältnisse; für die hier behandelte Frage kommen wesentlich die beiden ersten in Betracht, die beiden anderen sind hauptsächlich für die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgesteinen wichtig. Für die Zugehörigkeit zu einer der beiden Reihen der Eruptivgesteine ist bezeichnend:

1. das Verhältnis
$SiO^2 : Al^2O^3 : (Fe, Mg, Ca) O =$ SAlF-Verhältnis
2. das Verhältnis
$Al^2O^3 : CaO : (Na, K)^2 O =$ AlCAlk-Verhältnis

} beide auf die Summe 30 berechnet.

In bezug auf das S A l F - V e r h ä l t n i s unterscheiden sich die atlantischen Granite und Syenite fast gar nicht von den entsprechenden pazifischen Gesteinen — Osann nennt sie deshalb „schwache Vertreter der Sippschaft"; hingegen machen sich bei den „starken" Alkaligesteinen deutliche Unterschiede nicht nur gegenüber den Alkalikalkgesteinen, sondern auch untereinander geltend, während die Hauptvertreter der Alkalikalkreihe einen auffallend gleichen, zwischen den Werten für die Alkalireihe in der Mitte liegenden Wert Al = 3,5 aufweisen. Bei den durch hohe Werte für F ausgezeichneten Gesteinen verwischen sich in dem SAlF-Verhältnis wieder die Unterschiede beider Sippen (S. 8—13).

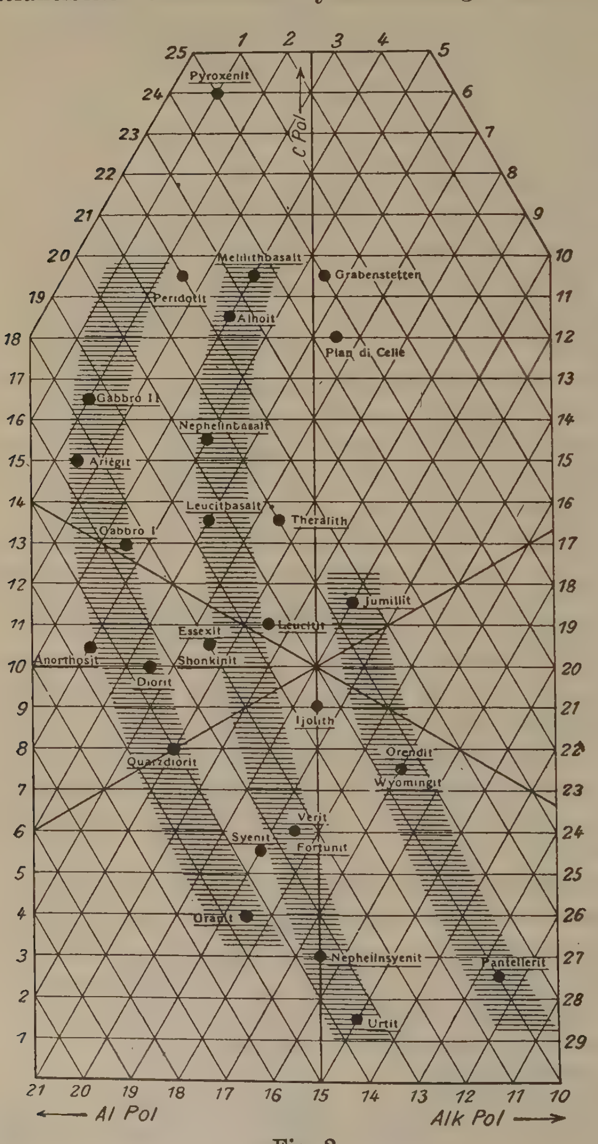


Fig. 2.
(Nach A. Osann.)

Viel deutlicher zeigen sich die Unterschiede beider Sippen durch das A l C A l k - V e r h ä l t n i s — besser und

kürzer als durch Worte lassen sich die Verhältnisse durch die Dreiecksprojektion zur Anschauung bringen (Fig. 2). Die in der Figur unterstrichenen Namen bedeuten die von A. Osann für Tiefengesteine und einige chemisch besonders ausgezeichnete Erguß- und Ganggesteine berechneten Mittelwerte; außerdem ist noch der Euktolith von Pian di Celle und der Noseanmelilithbasalt von Grabenstetten eingetragen. Für Granit und für Syenit sind aus Alkali- und Alkalikalkgesteinen gemeinsam die Mittel berechnet.

Die einzelnen Projektionspunkte ordnen sich, wie die Figur zeigt, zu Bögen, die durch Schraffierung hervorgehoben sind; der erste Bogen, rechts von der vom C-Pol aus gefällten Höhenlinie, umfaßt nur tonerdearme, alkalireiche atlantische Gesteine mit Al < Alk, in denen Al^2O^3 zum Teil durch Fe^2O^3 vertreten wird; der mittlere Bogen umfaßt die tonerdereicheren Alkaligesteine, und zwischen beiden liegen die Projektionspunkte für Ijolith, Leuzitit und Theralith. Der dritte, am weitesten nach links liegende Bogen umfaßt die Alkalikalkgesteine; die dem mittleren Bogen genäherte Lage des Syenitpunktes erklärt sich durch das Vorwiegen der Alkalisyenite über die Alkalikalksyenite (S. 14, 15, Taf. III).

Am schärfsten treten die Unterschiede zwischen atlantischer und pazifischer Sippe heraus, wenn man beide Verhältnisse gemeinsam betrachtet; schon bei den Graniten sind bei gleichem SAlF für die Alkaligesteine im AlCAlk-Verhältnis die Werte von Alk stets höher, von C niedriger, die von Al gewöhnlich auch etwas niedriger als bei Alkalikalkgesteinen, und die gleiche Regel gilt für die basischen Glieder beider Reihen: oft ist sogar bei Gesteinen mit ähnlichem SAlF beim Alkaligestein des F höher und trotzdem das C niedriger als beim Alkalikalkgestein (S. 30—42). Auch diese Verhältnisse kommen besonders deutlich durch die Projektion zur Geltung, doch muß an dieser Stelle ein Abdruck der von Osann berechneten Mittelwerte genügen. Für Granit und Syenit sind die beiden Reihen in der Tabelle 2 nicht getrennt; die für eine geringere Anzahl typischer Granite und Syenite aus beiden Reihen berechneten Werte, hier als Tabelle 1 aufgeführt, lassen zwar die Unterschiede zwischen Alkaligesteinen und Alkalikalkgesteinen erkennen, zeigen aber gleichzeitig, daß diese sauren Gesteine „schwache“ Vertreter ihrer Sippe sind.

Tabelle 1.

	Anzahl der Analysen	S	Al	F	Al	C	Alk
Saure Alkaligranite	13	26	2,5	1,5	14	1	15
Saure Alkalikalkgranite	26	26	3	1	15	2,5	12,5
Syenite (Alkalireihe)	51	22	4	4	13,5	5	11,5
Syenite (Alkalikalkreihe)	25	21,5	3,5	5	13	7	10

Tabelle 2.

	Anzahl der Analysen	S	Al	F	Al	C	Alk
Pantellerit	7	25	1,5	3,5	10	2,5	17,5
Granit	82	24,5	3	2,5	14,5	4	11,5
Syenit	76	22	3,5	4,5	13,5	5,5	11
Quarzdiorit	46	22	3,5	4,5	14	8	8
Nephelinsyenit	32	22	5	3	13,5	3	13,5
Orendit-Wyomingit	4	21	2,5	6,5	9,5	7,5	13
Urtit	3	20,5	7	2,5	13,5	1,5	15
Verit-Fortunit	2	20	2	8	12,5	6	11,5
Diorit	27	19,5	3,5	7	13,5	10	6,5
Anorthosit	14	19	5,5	5,5	14,5	10,5	5
Essexit-Shonkinit	46	18	3,5	8,5	12	10,5	7,5
Ijolith	7	18	4,5	7,5	10.5	9	10,5
Leuzitit	9	17,5	3,5	9	10,5	11	8,5
Jumillit	2	17	1,5	11,5	8,5	11,5	10
Gabbro I (saure Reihe)	32	17	3,5	9,5	12,5	13	4,5
Theralith	9	16,5	3	10,5	9	13,5	7,5
Leuzitbasalt	9	16	2,5	11,5	10,5	13,5	6
Pyroxenit-Hornblendit	12	14,5	0,5	15	5	24	1
Gabbro II (basische Reihe)	16	14,5	3,5	12	11,5	16,5	2
Ariègit z. T. Issit und Al_2O_3-reicher Hornblendit	7	14	3	13	12,5	15	2,5
Nephelinbasalt	22	13,5	3	13,5	9,5	15,5	5
Peridotit	18	13	1	16	8	19,5	2,5
Melilithbasalt-Euktolith	6	12	2	16	6,5	19,5	4
Alnöit	5	11	2	17	7,5	18,5	4
Dunit	2	10,5	0	19,5		—	

Ein durchaus anderes Ziel für ein System steckt sich die amerikanische Petrographenschule und sucht es auf neuen Wegen zu erreichen. Weder die Einzelheiten des Systems selbst, noch die eingeschlagenen Wege können auf dem in einem zusammenfassenden Aufsatz zur Verfügung stehenden Raum erschöpfend dargestellt werden — der Gegenstand selbst und die an ihn sich anknüpfenden Erörterungen würden vielleicht eine gesonderte Besprechung rechtfertigen — hier kann nur eine möglichst kurze Darstellung des Wesens und der Grundlagen der von W. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson und H. S. Washington ausgearbeiteten Quantitative Classification of Igneous Rocks (Journ. of Geol., 10, 1902, S. 550 ff. und erweitert in Buchform, Chicago 1903) versucht werden. Für einen ausführlichen Bericht sei auf das Referat des Verfassers im Zentralblatt für Mineralogie, 1903, S. 677—697 verwiesen; der erste Band von J. P. Iddings: Igneous Rocks enthält auf S. 394—449 einen Auszug aus dem Werk, der aber auch nicht ohne Verweise auf die Originalarbeit auskommen kann.

Die Verfasser gehen aus von dem Unterschied zwischen Petrologie, der Lehre von den Gesteinen im allgemeinsten Sinne, und

Petrographie, ihrem beschreibenden und ordnenden Teil. Sie verwerfen alle vorhandenen Systeme: die auf der Petrologie beruhenden, eine Annäherung an ein natürliches System erstrebenden, weil jeder derartige Versuch mit Hypothesen, ungerechtfertigten Verallgemeinerungen und nicht fest definierten Begriffen arbeiten muß, die künstlichen, petrographischen im engeren Sinne, weil die auf mineralogischer Grundlage aufgebauten qualitativ sind, während die älteren chemischen Systeme daran kranken, daß die Elemente oder Oxyde in den Gesteinen weder nach stöchiometrischen Verhältnissen vorhanden sind, noch in ihrem Verhältnis zueinander einheitlich zu ordnende Beziehungen aufweisen. Ihrem System, das ausschließlich „petrographisch" (künstlich) sein soll, legen sie die chemische Zusammensetzung zugrunde, drücken diese aber mineralogisch aus, indem sie für jede Analyse in einer streng innegehaltenen Weise berechnen, welche Minerale aus einer von den Verfassern zusammengestellten Reihe (Standard Minerals), und in welchem Mengenverhältnis sich diese Minerale aus einem Schmelzfluß bilden würden, wenn die Ausscheidung entsprechend der von den Verfassern eingeschlagenen Rechnungsweise erfolgen würde. Die Verfasser nennen daher ihr System quantitative, chemico-mineralogical classification; in ihm hat jedes chemisch bekannte Gestein seine ganz bestimmte, von jeder Theorie oder jeder Willkür unabhängige Stelle.

Die Standardminerale zerfallen in zwei Gruppen: die erste, bestehend aus Quarz, Feldspaten und Feldspatvertretern nebst Zirkon und Korund, wird wegen der Vorherrschaft des Silicium und des **Al**uminium **sal**isch genannt; in der zweiten, wegen der vorwiegenden Bedeutung des **Fe**rrum und des **M**agnesium als **fem**isch bezeichneten, finden sich wesentlich eisen- und magnesiumhaltige Silikate, Eisenoxyde, Titanate, Rutil, Apatit usw. Als Standardminerale unbrauchbar sind alle Minerale, die neben Aluminium Eisen oder Magnesia enthalten (alferrische Minerale: tonerdehaltige Augite und Hornblenden, Glimmer usw.); schon hieraus geht unmittelbar hervor, daß der quantitative mineralogische Ausdruck der chemischen Zusammensetzung, die Norm, von der tatsächlichen, mineralogischen Zusammensetzung, dem Modus, in sehr vielen Fällen durchgreifend abweichen muß. Stimmt der Modus mit der Norm überein, so bezeichnen ihn die Verfasser als normativ, im anderen Falle mit abnormativ — diese Ausdrücke dürfen natürlich nicht mit normal und anormal verwechselt werden (vgl. W. Cross, The Natural Classification of Igneous Rocks, Quart. Journ. Geol. Soc., 66, 1910, S. 496). Für die Liste der Standardminerale, ihre Zusammensetzung und die Berechnung der Norm aus der Analyse muß auf den Bericht im Zentralblatt, spez. S. 681 ff. verwiesen werden.

Nach dem Verhältnis der salischen (sal) und femischen (fem) Gruppe der Norm[1]) werden 5 Klassen unterschieden, je nachdem die eine oder die andere Gruppe bis fast zum Verschwinden der anderen unbedingt vorherrscht, oder überwiegt, oder beide in annähernd gleicher Menge vorhanden sind: Vorherrschaft wird (im ganzen System) durch das Präfix per, Überwiegen durch do ausgedrückt, bei Gleichgewicht werden die Namen der Gruppen vereinigt; die Klasse wird durch die Endung an (im Englischen ane) gekennzeichnet. Demnach heißen die 5 Klassen:

I. $\frac{\text{sal}}{\text{fem}} > \frac{7}{1}$ Persalan

II. $\frac{\text{sal}}{\text{fem}} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ Dosalan

III. $\frac{\text{sal}}{\text{fem}} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ Salfeman

IV. $\frac{\text{sal}}{\text{fem}} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ Dofeman

V. $\frac{\text{sal}}{\text{fem}} < \frac{1}{7}$ Perfeman

Nach dem gleichen Schema werden die niedrigeren Abteilungen des Systems konstruiert; die Klassen zerfallen in Ordnungen, Rangs (= Abteil) und Grads (= Fach), zu denen, wenn nötig, Unterklassen, Unterordnungen usw. sowie Sektionen jeder einzelnen Abteilung treten können.

Die Ordnungen der ersten drei Klassen werden zu je 5 nach dem Verhältnis $\frac{\text{Quarz (quar)}}{\text{Feldspat (fel)}}$ und $\frac{\text{Feldspatvertreter (len)}^{2)}}{\text{Feldspat (fel)}}$ gebildet (im ganzen 9, da $\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat}} < \frac{1}{7}$ und $\frac{\text{Feldspatvertreter}}{\text{Feldspat}} < \frac{1}{7}$ natürlich zusammenfallen); die Bezeichnungen sind entsprechend perquarisch, doquarisch, quarfelisch, quardofelisch, perfelisch usw. Die Ordnungen zerfallen in Rangs (Abteile) nach dem Verhältnis der in den Feldspaten und Feldspatvertretern vorhandenen Alkalimolekel zur Zahl der in diesen normativen Mineralen enthaltenen Kalkmolekel $\frac{K^2O' + Na^2O'}{CaO'}$ (Bezeichnungen peralkalisch, domalkalisch, alcali-

[1]) In einem Aufsatz: Modifications of the Quantitative System of Classification of Igneous Rocks (Journal of Geol., 20, 1912, S. 550 ff.) wenden sich die Verfasser gegen die Anwendung der Worte salic und femic für die Summe der im Gestein tatsächlich (modal) vorhandenen farblosen resp. farbigen Minerale und schlagen hierfür die Bezeichnungen felsic und mafic vor; noch weniger berechtigt ist der Ersatz von „leukokrat“ und „melanokrat“ durch diese Worte salic und femic (S. 560, 561).

[2]) Gebildet aus Leuzit und Nephelin.

calcisch usw.; *Subrangs* (*Unterabteile*) werden auf das Verhältnis $\frac{K^2O'}{Na^2O'}$ begründet. Die *Grads* (*Fächer*) beruhen auf dem Mengenverhältnis der normativen Standardminerale in der *untergeordneten* Abteilung, hier also der *femischen* Gruppe; bei Klasse I, wo femische Minerale verschwindend in der Norm auftreten, fallen sie fort. Selbstverständlich ist die Einteilung in Grads (Fächer) besonders wichtig in der III. Klasse (Salfeman) mit $\frac{sal}{fem} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$, in der tatsächlich mehr femische als salische Minerale in der Norm auftreten können. Maßgebend ist das Verhältnis der normativen Pyroxene (P), Olivine (O) und Eisenerze (M), mit Einschluß von Rutil, Titanit usw., und zwar der Wert $\frac{P+O}{M}$; *Sektionen* sind charakterisiert durch das Verhältnis $\frac{P}{O}$. Für weitere Teilungen muß auf das Referat (S. 686) verwiesen werden.

Sinngemäß werden die Klassen IV und V in *Ordnungen* nach dem Verhältnis $\frac{P+O\ (pol)}{M\ (mit)}$, entstanden aus $\frac{\textbf{Pyroxen, Olivin}}{\textbf{Magnetit, Ilmenit, Titanit}}$ geteilt, die *Abteile* auf das in den femischen Mineralen vorhandene Verhältnis $\frac{(MgFe)O + CaO''}{K^2O'' + Na^2O''}$ begründet und den *Fächern* bei IV die Verhältnisse der salischen Gemengteile zugrunde gelegt. Weitere Angaben finden sich in dem Referat (S. 685 ff.).

Die Bezeichnung für die Magmagruppen, von den 5 großen Klassen abgesehen, enthält als Stamm einen geographischen Namen; die *Ordnung* wird durch die Endigung *ar*, das *Abteil* durch *as*, das *Fach* durch *at* bezeichnet, Unterordnungen enden auf *or*, Unterabteile auf *os* usw. (im Englischen enden diese Suffixe stets mit einem stummen e). So heißt beispielsweise in der Klasse II (Dosalan) die durch $\frac{Q}{F} < \frac{1}{7}$ charakterisierte fünfte perfelische Ordnung *Germanar*, ihr zweites Abteil $\left(\text{domalkalisch } \frac{K^2O + Na^2O}{CaO} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}\right)$ *Monzonas*, deren viertes Unterabteil $\left(\text{dosodisch } \frac{K^2O}{Na^2O} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}\right)$ *Akeros*.

Falls die tatsächliche Zusammensetzung des Gesteins, der *Modus*, mit der Norm nicht übereinstimmt, werden die in der Norm nicht vorhandenen Minerale dem Namen vorangestellt; so wird der durch viel Hornblende und wenig Biotit charakterisierte normale Monzonit vom Monzoni, dessen chemische Zusammensetzung für das dritte, deswegen Monzonos genannte Unterabteil des Abteils Monzonas charakteristisch

ist, als Hornblende-Monzonos mit Biotit bezeichnet. Weitere Zusätze bezeichnen die strukturelle Ausbildung des Gesteins; so ist der besprochene Monzonit ein Hornblende-Grano-Monzonos mit Biotit, der Arso-Trachyt ein Phyro-Monzonos mit Olivin, der Glimmerbasalt von Santa Maria Basin (Arizona) ein Felsophyro-Biotit-Monzonos usw. Für alles Nähere vgl. auch hier wieder die Literatur (z. B. Referat S. 687—693).

Auch die Arbeiten A. MICHEL-LÉVY's, die sich an die „quantitative classification" anschließen, können im Rahmen dieser Abhandlung nur kurz gestreift werden.

In einer Untersuchung: Contribution à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises; application à la nouvelle classification quantitative américaine (Bull. des Serv. de la Carte Géologique de France, XIV, 1903, No. 92) zeigte er zunächst, wie man ohne Berechnung der Norm direkt von der Bauschanalyse aus mit genügender Sicherheit durch eine Rechnung, die der zur Konstruktion der bekannten MICHEL-LÉVY'schen Diagramme üblichen entspricht, für die drei ersten Klassen des Systems Ordnung, Abteil und Fach sehr einfach bestimmen kann. Ferner betont er, daß das amerikanische System im letzten Grunde auf den beiden von ihm aufgestellten Urmagmen beruhe; ihm liege zugrunde: „la scorie ferro-magnésienne, les produits de pénétration et de dissémination des fumerolles alcalines, alumineuses et siliceuses" (S. 32).

Im weiteren Verlauf dieser Untersuchungen (das gleiche Bull., XV, 1903, No. 96) gelangt er ferner zur Aufstellung von „paramètres magmatiques"; später erblickt er in dem Umstand, daß diese für die Alkali-Tonerde-Silikate (und Quarz) [sal der Amerikaner, fumerolle nach MICHEL-LÉVY] und die farbigen Gemengteile (fem = scorie bei MICHEL-LÉVY) getrennt berechneten Parameter in einer ganzen Gesteinsserie ihren Wert behalten, während sich das Verhältnis sal : fem ändert, einen Beweis für die Richtigkeit der BUNSEN-DUROCHER-MICHEL-LÉVY'schen Mischungshypothese (Sur l'existence de paramètres capables de caractériser les magmas d'une famille de roches éruptives. Compt. rend. de l. Acad. des Sciences, 144, 1907, S. 598 ff.). Auf diesem Wege würde somit die rein „petrographische", künstliche amerikanische Klassifikation doch wieder einen „petrologischen" Inhalt bekommen.

Anhangsweise soll an dieser Stelle die auf rein arithmetischer Grundlage beruhende Classification of Igneous Rocks von H. WARTH (Proceed. Birmingham Nat. Hist. and Philos. Soc., 13, 1913, No. 1) erwähnt werden. Ausgangspunkt sind bei dem neueren System — ältere Versuche des Verfassers von 1906 und 1907 kommen

nicht in Betracht — die Analysenergebnisse in Molekularprozenten, aus denen für jede Analyse die Oxyde der dreiwertigen Elemente (mit T bezeichnet), die der zweiwertigen (D) und die der einwertigen (M) zusammengerechnet und aus ihnen 6 Konstanten D, T + D, T + D + M, D + M, T + M, M gebildet werden. Der Durchschnittswert D beträgt für die 1000 berechneten Analysen 17,83; alle Analysen mit einem kleinen Wert werden durch a, alle mit einem höheren Wert durch b bezeichnet. Für alle in eine Gruppe gehörenden Analysen wird sodann der Durchschnittswert T + D berechnet und jede Gruppe in zwei Untergruppen zerlegt, diejenigen mit T + D unter dem Durchschnittswerte werden wieder mit a, die mit größeren wieder mit b bezeichnet. Entsprechend wird jede auf diesem Wege gebildete Reihe nach dem Durchschnittswert der folgenden Konstante in zwei zerlegt, die immer als a oder b unterschieden werden, so daß schließlich 64 Abteilungen entstehen, von denen jede nur Magmen von sehr ähnlicher molekularer Zusammensetzung enthält; jede Abteilung wird kurz durch eine Formel ausgedrückt, in der jede der sechs Konstanten als a oder b bezeichnet wird. Mit Hilfe eines Diagramms, das die erforderlichen Durchschnittswerte enthält, kann jede Gesteinsanalyse unmittelbar in ihr „pigeon hole“ eingereiht werden.

In ausgesprochenem Gegensatz zu jedem künstlichen System erstrebt J. H. L. Vogt eine Klassifikation auf genetischer Grundlage, die er in den Gesetzen der physikalischen Chemie erblickt; da eine solche auch nach seiner Ansicht aus Mangel an genügenden Vorstudien noch nicht aufgestellt werden kann, soll hier nur kurz auf die bisher gefundenen Richtlinien hingewiesen werden. In Betracht kommen wesentlich Vogt's Abhandlungen: „Über anchi-eutektische und anchi-monomineralische[1]) Eruptivgesteine“, Norsk geologisk Tidsskrift, I, No. 2, Kristiania 1905 und Videnskabs-Selskabets Skrifter, I, Nr. 10, Kristiania 1908; hier wird die spätere ausführliche Abhandlung zugrunde gelegt. (Vgl. auch den diese Frage behandelnden Abschnitt in Vogt's Vortrag auf dem XI. internationalen Geologenkongreß in Stockholm [1910]: Über die Bedeutung der physikalischen Chemie für die Petrographie [Compte rendu, S. 947 ff., spez. S. 961 ff.] und eine Abhandlung in Quart. Journ. of Geol., 65, 1909, S. 81 ff.)

Vogt geht ebenso wie Brögger und Loewinson-Lessing von dem Satze aus, „daß die Silikatschmelzlösungen als eine gegenseitige Lösung der bei der Kristallisation sich ausscheidenden Komponenten

---

[1]) anchi = ἄγχι beinahe, nicht ganz (1905, S. 4); die Bezeichnung „monotektisch“ wird vermieden, weil das Wort von Loewinson-Lessing schon in einem anderen Sinne verwendet worden ist.

aufzufassen sind"; dies folgt für ihn aus dem Nachweis, daß sich die Kristallisationsvorgänge in Silikatschmelzflüssen auf die für die Phasen flüssig: fest geltenden physikalisch-chemischen Gesetze zurückführen lassen (S. 3). Weiterhin legt er seinen Betrachtungen den „Fundamentalsatz" Brögger's vom „Parallelismus der gewöhnlichen Kristallisationsfolge und der gewöhnlichen Differentiationsfolge" zugrunde (S. 5), der „nicht nur für unabhängige Komponenten, sondern auch für Mischkristallkomponenten gelten muß" (S. 15). Dies führt zu einer neuen Auffassung für die magmatische Differentiation: Vogt erblickt ihr Wesen „in einer Trennung zu Teilmagmen in den Richtungen 1. ab von, und 2. hin zu dem Eutektikum" (S. 16). Für den Vorgang des Zerfalls und der Verfestigung eines Magmas ergeben sich hieraus eine Anzahl verschiedener Möglichkeiten: „aus einem und demselben Stammagma mögen somit, bei einem sehr weiten Verlauf der magmatischen Differentiation, mehrere anchi-eutektische und mehrere anchi-monomineralische Teilmagmen entstehen; und zwar dürften die ersteren in quantitativer Beziehung die letzteren stark überwiegen.

In überaus zahlreichen Fällen dürfte die Erstarrung der Magmen eingetreten sein, ehe die Differentiation ihr Maximum erreichte oder beinahe erreichte; wir bekommen hierdurch Zwischenstufen-Gesteine, unter denen jedoch einige jedenfalls eine Andeutung teils in anchi-eutektischer und teils in anchi-monomineralischer Richtung zeigen dürfen" (S. 17).

Beispiele für anchi-monomineralische Gesteine sind: die magmatischen Erzaussonderungen (bestehend aus Eisenkies und anderen Sulfiden wie Magnetkies und Kupferkies, Korund, Spinell, Chromit, Ilmenit nebst Apatit), Peridotite, Pyroxenite und Anorthosite; von anchi-eutektischen Gesteinen werden besonders die durch das binäre Eutektikum Or : Ab + An charakterisierten Gesteine, die „Syenite", sowie die dem ternären Eutektikum Qu : Or : Ab + An sich nähernden granitischen Gesteine (im weitesten Sinne, mit Einschluß der chemisch nahestehenden Gang- und Deckengesteine) rechnerisch verfolgt, und schließlich wird auf eine dritte, sehr wichtige Gruppe, die „gabbroidalen" Gesteine hingewiesen, von denen „die meisten sich um das Eutektikum zwischen Plagioklas und Mg, Fe- und Mg, Fe-Ca-Silikaten nebst Eisenerz herumgruppieren" (S. 101). Die Berechnung des „ternären gabbroidalen Eutektikums" (Plagioklas : Magnetit : Hypersthen-Diallag) findet sich in Vogt's Abhandlung: On Labradorite-Norite with Porphyritic Labradorite Crystals: a Contribution to the Study of the Gabbroidal Eutectic" (Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, 65, 1909, S. 81 ff., spez. S. 94 ff.).

Ein Beispiel, wie sich auf dieser Grundlage in Zukunft vielleicht ein System aufbauen lassen wird, gibt VOGT am Schlusse seiner Abhandlung für die „intermediären und basischen, an Feldspat reichen Eruptivgesteine“; er unterscheidet vorläufig folgende Abteilungen (S. 103, 104):

„1. Die Anorthosite, nämlich anchi-monomineralische, an Or ganz arme Plagioklasgesteine (mit intermediären und basischen Plagioklasen);

2. die gabbroidalen Gesteine, nämlich jedenfalls zum wesentlichen Teil anchi-eutektische Gesteine, um das Eutektikum zwischen Plagioklas (Or-arm) und Mg, Fe- und Mg, Fe-Ca-Silikaten nebst Eisenerz gruppiert;

3. Plagioklas-Orthoklas-Gesteine, mit mehr Or als in den obigen Fällen, jedoch nicht mit so viel Or, wie es dem Or : Ab + An-Eutektikum entspricht, und dabei mit etwas Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikat usw.; unter dieser Kategorie gehen die Monzonite, ferner, wenn etwas Quarz vorhanden ist, die Quarz-Monzonite und Banatite;

4. Plagioklas-Orthoklas-, bzw. Eutektfeldspat- (oder Anorthoklas-) Gesteine, mit Or und Ab + An genau oder annähernd in dem eutektischen Verhältnis; dabei etwas Eisenerz und Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikat, gelegentlich auch ein klein wenig entweder von Quarz oder von Nephelin (nebst Nosean usw.); zu dieser typisch anchi-eutektischen Gruppe gehören die Pulaskite, Nordmarkite, Larvikite usw. samt zahlreichen Augit-, Hornblende- und Glimmersyeniten, überhaupt die meisten Gesteine, die in früheren Tagen als Syenite bezeichnet wurden; der Sammelname Syenit möchte für diese anchi-eutektischen Tiefengesteine behalten werden;

5. ferner Gesteine mit etwas mehr Or als das Or : Ab + An-Eutektikum, nämlich unter den Tiefengesteinen die übrigens sehr spärlich vertretenen sogenannten Kali-Syenite, wo der Überschuß von Or über das Or : Ab + An-Eutektikum ziemlich gering ist;

6. zum Schluß sollte eine Gruppe mit ganz überwiegend Or neben wenig Ab + An folgen; wie oben (in der VOGT'schen Abhandlung) erörtert, scheinen Tiefengesteine von dieser Zusammensetzung gänzlich zu fehlen; dagegen finden sich einige, jedoch nur sehr seltene Gang- und Ergußgesteine von solcher Zusammensetzung“ (S. 103, 104).

Hinsichtlich der Vorstellungen über die von der Differentiation eingeschlagenen Wege schließen sich die 1911 von LOEWINSON-LESSING in seinem Aufsatze: The Fundamental Problems of Petrogenesis, or the Origin of the Igneous Rocks (Geol. Magazine, 58, S. 248 ff., 289 ff.) ausgesprochenen Anschauungen den VOGT'schen Ansichten bis zu einem gewissen Grade an; die Abhandlung selbst kann hier nur

insoweit berücksichtigt werden, als sie für Fragen der Systematik in Betracht kommt.

Loewinson-Lessing kehrt hier vollständig zu Bunsen's beiden Urmagmen, dem normaltrachytischen und normalpyroxenischen zurück; er bezeichnet sie als das granitische und gabbroidale (basaltische) Urmagma, betrachtet sie als voneinander völlig unabhängig und betont den abweichenden Charakter seiner (und Bunsen's) beiden Magmen gegenüber den beiden Magmen Michel-Lévy's (vgl. oben S. 198 ff.), die er „more hypothetical" nennt und die er als „somewhat indefinite and arbitrary" (S. 256) bezeichnet. In scharfem Gegensatz zu Bunsen spricht er jedoch den beiden Urmagmen Mischbarkeit ab; die Verschiedenheit der Eruptivgesteine erklärt er wesentlich durch Kristallisations- und magmatische Differentiation, die in den Urmagmen durch Assimilation angeregt wird und aus ihnen die eigentlichen Gesteinsmagmen hervorgehen läßt. Die Differentiation ihrerseits begünstigt in erster Linie die Entstehung eutektischer und monomineralischer Gesteine, da sie unter der Herrschaft der Entropie steht. Mischung verschiedener Magmen ist auf die Grenzzonen zwischen den durch Differentiation gebildeten Gesteinsmagmen beschränkt und führt zur Bildung hybrider Gesteine, wie A. Harker derartige Gebilde genannt hat. Man hätte somit nach Loewinson-Lessing grundsätzlich drei Arten von Eruptivgesteinen nach der Natur der Magmen zu unterscheiden:

1. aus dem Urmagma direkt auskristallisierte Gesteine,
2. durch Differentiation entstandene Gesteine,
3. durch Mischung zweier Magmen gebildete Gesteine.

II. Die Einwirkung der chemischen Betrachtungsweise auf die petrographischen, auf mineralogischer und geologisch-genetischer Grundlage beruhenden Systeme.

Wie die vorstehenden Ausführungen zeigen, ist trotz der gewaltigen, auf die Erforschung der chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine verwendeten Mühe die Zahl der ausgearbeiteten rein chemischen Systeme gering, und diese wenigen sind mehr oder minder Klassifikationen der Gesteinsmagmen und nicht der Gesteine; sie sind ferner fast immer ganz oder in erheblichen Teilen künstlich. Andererseits war vom Beginn der chemischen Betrachtungsweise an der Einfluß bedeutsam, den die chemische Auffassung der Gesteine auf alle Systeme ausgeübt hat, die gleichzeitig der mineralogischen Be-

schaffenheit und den geologisch-genetischen Verhältnissen Rechnung tragen wollten; erst durch diese Mitwirkung kann man bei ihnen von einem Streben nach einem natürlichen System sprechen. In dieser Hinsicht lassen sich drei Stufen unterscheiden: in der ersten wurde ein strenger Parallelismus der chemischen und der mineralogischen Zusammensetzung und eine direkte Abhängigkeit der chemischen Zusammensetzung von dem geologischen Alter angenommen, einer zweiten Gruppe drückte die Erkenntnis, daß weder ein so strenger Parallelismus noch eine Abhängigkeit vom Alter überhaupt besteht, ihren Stempel auf — die Folge ist trotz fortschreitender Erkenntnis zunächst ein Zurücktreten der chemischen Zusammensetzung für die Klassifikationsversuche; die dritte Gruppe entnimmt der zweiten das jetzt noch stärker betonte Bestreben, in der Bewertung der chemischen und der mineralogischen Zusammensetzung die für die Systematik erforderliche mittlere Linie innezuhalten, aus der chemischen Zusammensetzung aber die die Systematik mitbestimmenden geologisch-genetischen Beziehungen zu ermitteln. Die beiden ersten Gruppen sollen hier kurz behandelt werden; das Hauptgewicht liegt auf der dritten Gruppe.

Erste Gruppe.

Für H. Abich's mehrfach erwähnte Anschauungen genügt ein Hinweis auf die oben (S. 177 ff.) abgedruckte Stelle sowie auf die Bemerkungen im Ersten Teil (Diese Fortschritte, 3, S. 214, 215): er konnte noch glauben, wenigstens für die vulkanischen Gesteine, mit denen er sich allein beschäftigt hat, das einzig richtige System gefunden zu haben, da die Schwierigkeiten, die sich einer derartigen Aufgabe entgegenstellen, erst später durch die weiter fortschreitende und vertiefte Kenntnis vom Wesen der Gesteine den Forschern zum Bewußtsein kamen. Daher konnten sich aus den Anschauungen Abich's, Élie de Beaumont's, Sartorius von Waltershausen's und Bunsen's nebeneinander und zunächst auf gleicher theoretischer Grundlage sowohl rein chemische Systeme, beispielsweise das von Scheerer aufgestellte (vgl. oben S. 185 ff.), wie auch solche, die neben der chemischen Zusammensetzung den mineralogischen Aufbau und das geologische Alter zum Ausdruck bringen wollen, gleichzeitig entwickeln.

Das erste derartige System rührt von Durocher her — und hierin liegt neben der Einführung der Liquation wohl in erster Linie sein Verdienst um die petrographische Systematik. Die Haupt-

Durocher's Systematische Übersicht der Eruptivgesteine.

Grandes Divisions en rapport avec l'âge des roches ignées [1]).		Différences de types tenant à la texture plus ou moins cristalline	1re Série. — Roches acides ou siliceuses, Riches en silice et en alcali, pauvres en bases terreuses et en oxyde de fer. — Groupe granito-trachytique, Contenant de l'orthose, comme élément essentiel, avec du quartz, du mica et un peu de feldspath du 6e système (oligoclase ou albite).	Série Intermédiaire. — Roches hybrides, Empruntant leurs éléments aux deux magmas et offrant un passage entre les roches de la 1re et de la 2e série. — Groupe syénitique, Contenant des minéraux des deux autres groupes.	2e Série. — Roches basiques, Riches en chaux, en magnésie et en oxyde de fer. — Groupe amphibolico-pyroxénifère, Composé essentiellement d'un feldspath du 6e système (sodicalcifère) avec de l'amphibole ou du pyroxène, ou un silicate magnésien.
	Roches anciennes ou paléopyres. (Périodes primitive et paléozoïque).		Granite.	Syénite.	Diorite ou diabase.
	Roches anciennes ou paléopyres. (Périodes primitive et paléozoïque).	Types cristallins.	Dérivations du granite. { Pegmatite. Leptynite. Hyalomite.	. . . .	Kersanton. { Diorite offrant une substitution de mica ferromagnésifère à l'amphibole.
	Roches anciennes ou paléopyres. (Périodes primitive et paléozoïque).	Types porphyriques et aphaniques.	Eurites ou porphyres feldspathiques, quartzifères et micacés. Pétrosilex et pechsteins.	Porphyres syénitiques, présentant un peu d'amphibole, avec prédominance d'éléments feldspathiques. Pétrosilex à teinte foncée ou cornéennes.	Porphyres dioritiques et ouralitiques. Porphyres kersantiques, Aphanites.
Roches d'un âge intermédiaire ou mésopyres (période secondaire).	Roches plus ou moins riches en magnésie.	Types cristallins.	Protogynes communes (granites avec un peu de talc).	Protogynes très-riches en talc. Syénites diallagiques et hypersthéniques, avec prédominance d'éléments feldspathiques.	Euphotides / Hypérites } plus ou moins riches en { diallage. / hypersthène.
Roches d'un âge intermédiaire ou mésopyres (période secondaire).	Roches plus ou moins riches en magnésie.	Types porphyriques et aphaniques.	Idem porphyriques. Pétrosilex talcifères.	Idem porphyriques. Idem compactes.	Id. porphyriques et trappéennes. Variolithes ou euphotides compactes. Serpentines.

Roches d'un âge intermédiaire ou mésopyres (période secondaire).	Roches médiocrement riches en magnésie.	Types cristallins.	Granites des terrains secondaires.	Syénites des terrains secondaires.	Diorites, ophites et roches à base d'ouralite. Trapps doléritiques.
		Types porphyriques et aphaniques.	Porphyres feldspathiques. Pétrosilex et pechsteins.	Porphyres syénitiques avec passage aux porphyres ophitiques et aux mélaphyres.	Porphyres ophitiques. Mélaphyres et spilites. Trapps subcompactes.
Roches modernes ou néopyres, appartenant en général	à la période tertiaire.	Types cristallins.	Trachytes granitoïdes, pauvres en amphibole et en pyroxène.	Variétés de trachytes riches en amphibole ou pyroxène. (Trachy-dolérites d'Abich, correspondant à la syénite.)	Dolérites et roches pyroxéniques à grains cristallins.
		Types porphyriques, aphaniques et vitreux.	Idem porphyriques. Domites. Phonolithes. Rétinites, perlites, obsidiennes, ponces.	Idem porphyriques. Perlites. Pechsteins ferro-calcifères.	Basanites ou porphyres basaltiques. Basaltes compactes et vitreux.
	à la période quaternaire et à l'époque actuelle.	Types cristallins.	Laves trachytiques, contenant avec le feldspath vitreux, peu de pyroxène ou d'amphibole.	Laves trachy-doléritiques contenant, avec le feldspath vitreux, du pyroxène ou de l'amphibole.	Laves doléritiques, Laves leucito-augitiques, et laves pyroxéniques en général.
		Types porphyriques, aphaniques et vitreux.	Porphyres avec feldspath vitreux. Obsidiennes. Ponces.	Idem à l'état porphyrique. Idem à l'état compacte ou vitreux. Obsidiennes et ponces ferro-calcifères.	Idem porphyriques. Idem à l'état compacte ou vitreux.

[1]) Les divisions chronologiques des roches ignées ne peuvent avoir un caractère absolu; car, pendant la période secondaire, il a encore surgi des roches ignées qui ressemblaient par leurs caractères minéralogiques aux espèces de la section paléopyrique; et réciproquement pendant les périodes primitive et paléozoïque, il y avait déjà quelques éruptions dont les produits commençaient à effecter les caractères des types de la section mésopyrique. Les roches mésopyres et néopyres, envisagées sous le point de vue chronologique, donneraient lieu à la même remarque.

einteilung erfolgt auf chemischer Grundlage in Roches acides, hybrides und basiques; für die Roches acides und basiques werden charakteristische Mineralbestände angegeben, die in den Roches hybrides vereinigt auftreten. Eine weitere Dreiteilung erfolgt nach dem geologischen Alter — in der Aufstellung von chemischen Unterschieden verschiedenalteriger Gesteine der gleichen Reihe ist Durocher wenig glücklich — und schließlich werden die nach chemischer Zusammensetzung und Alter zusammengehörigen Gesteine wieder nach ihrer Struktur in zwei Gruppen unterschieden, die Types cristallins und die Types porphyriques, aphaniques et vitreux, die ungefähr der structure granitoïde und der structure trachytoïde Fouqué's und Michel-Lévy's entsprechen (Erster Teil, diese Fortschr., Bd. 3, S. 207). Die Verteilung der Gesteine auf die einzelnen Abteilungen ist am besten und kürzesten aus der auf S. 228 und 229 abgedruckten Tabelle selbst ersichtlich, Durocher's Essai de pétrologie comparée von 1857 entnommen (Ann. des mines, série 5, XI, S. 258, 259).

Von den deutschen Systemen, die sich an Durocher anlehnen, kommt in erster Linie „die tabellarische Übersicht der gemengten kristallinischen Massengesteine" von F. v. Hochstetter aus dem Jahre 1864 in Betracht. Statt der Durocher'schen Dreiteilung führt er vom chemischen wie vom Standpunkt des geologischen Alters eine Vierteilung ein: er löst die Gruppe des Roches hybrides auf und teilt dafür die „sauren Gemenge" und die „basischen Gemenge" je in zwei Teile; gleichzeitig unterscheidet er nach dem geologischen Alter eine vierte Stufe, die vulkanische Reihe der anthropozoischen Periode.

In den Bemerkungen, mit denen F. v. Hochstetter den Abdruck der Tabelle im Neuen Jahrbuch begleitet (1864, S. 695 ff.), betont er, daß neben Durocher F. v. Richthofen's Ansichten für die Aufstellung maßgebend waren; die Tabelle selbst ist so charakteristisch, daß sie hier wenigstens im Schema folgen soll (S. 231).

Die Grenze zwischen saueren und basischen Gesteinen tritt in F. v. Hochstetter's Tabelle wohl nur durch eine typographisch nicht glückliche Gestaltung viel schärfer heraus, als es der Absicht des Verfassers entspricht: die Grenze läuft mitten durch die hybriden Gesteine Durocher's, obwohl Hochstetter offenbar auf dem Reihenstandpunkt steht, wie das Fehlen jeder Grenze in der „Trachytgruppe" und der Gruppe der „trachytischen Laven" zeigt. Im Gegensatz hierzu ist eine derartige Zweiteilung tatsächlich bei B. v. Cotta ein Grundzug seines Systems von 1862, das im Ersten Teil (diese Fortschritte 3, S. 203 ff.) entwickelt wurde. Er teilt seine auf petrogenetischer Grundlage aufgebauten Hauptgruppen Plutonite (= Tiefengesteine ohne Unterschied der chemischen Zusammensetzung, nicht ident mit Scheerer's Plutoniten, die auf den angenommenen

Tabellarische Übersicht der gemengten kristallinischen Massengesteine (nach F. v. Hochstetter).

		Saure oder kieselerdereiche Gemenge. (Normaltrachytische Gesteine, Bunsen)		Basische oder kieselerdearme Gemenge. Trappgesteine (Normal-pyroxenische Gesteine, Bunsen)	
		Plutonite, Scheerer	Pluto-Vulkanite, Scheerer		Vulkanite, Scheerer
Geologisches Alter.	I. Alt-plutonische Reihe der paläozoischen Periode.	A. Granitgruppe.		B. Grünsteingruppe.	
		1. Granit.	2. Syenit.	3. Diorit.	4. Diabas.
	II. Mittel-plutonische Reihe der mesozoischen Periode.	C. Porphyrgruppe.		D. Melaphyrgruppe.	
		5. Quarzporphyr.	6. Porphyrit.	7. Melaphyr.	8. Augitporphyr.
	III. Neu-plutonische Reihe der känozoischen Periode.	E. Trachytgruppe.			F. Basaltgruppe.
		9. Quarztrachyt.	10. Trachyt.	11. Andesit.	12. Basalt.
	IV. Vulkanische Reihe der anthropozoischen Periode.	G. Trachytische Laven.			H. Basaltlaven.
		13. Rhyolith.	14. Trachytlava.	15. Andesitlava.	16. Basaltlava.
Eigenschaften.	Mineralogische Zusammensetzung: die wesentlichen Gemengteile.	Quarz.	Quarz zum Teil.		Kein Quarz.
		Kali-Feldspath, Orthoklas, Sanidin.		Kalk-Feldspath: Anorthit, Labrador.	
			Natron-Feldspath: Andesin, Oligoklas.		
		Glimmer.	Hornblende.		Augit.
	Spez. Gewicht	2,5—2,7; Glas 2,3—2,4.		2,7—3,2; Glas 2,7.	
	Farbe	licht, häufig rötlich		dunkel	
	Struktur	makro- und mikrokristallinisch, häufig glasig, selten krypto-kristallinisch		häufig krypto-kristallinisch und mandelsteinartig	
	Chemische Zusammensetzung.	SiO_2 = 80—60 Al_2O_3 = 8—16 FeO, Fe_2O_3 = 0,5—4	K^2O = 6—3 Na^2O = 1—5 CaO = 0,5—2 MgO = 0,5—2	SiO_2 = 60—45 Al_2O_3 = 10—20 FeO, Fe_2O_3 = 7—20	K^2O = 3—0,5 Na^2O = 6—1 CaO = 2—12 MgO = 2—12

Parallelismus zwischen Alter und chemischer Zusammensetzung der Magmen begründet wurden) und die Vulkanite (= Ergußgesteine) in Acidite und Basite und gelangt somit zu folgendem Schema, das hier in der Gestalt wiedergegeben werden soll, die ihm v. Cotta noch 1872 gab (Die Geologie der Gegenwart, 3. Aufl., S. 37).

Vulkanite { basische, z. B. Basalt
acide, z. B. Trachyt

Plutonite { basische, z. B. Syenit, Grünsteine
acide, z. B. Granit.

Allerdings fügt er hinzu: „Scharfe Grenzen sind aber zwischen allen diesen Gruppen nicht vorhanden, und wir können das ganze Schema ebensogut so stellen:

Basite { vulkanische
plutonische

Acidite { vulkanische
plutonische."

Aber gerade diese Umstellung läßt die Bedeutung der chemischen Zweiteilung noch stärker hervortreten, die auch tatsächlich der systematischen Besprechung der einzelnen Gesteine zugrunde gelegt wird.

Zu welchen Unzuträglichkeiten diese Abgrenzung nach der chemischen Zusammensetzung führt, zeigt der Umstand, daß sich alle Syenite und die nephelinsyenitischen Gesteine unter den Basiten finden (S. 52 ff.), während nicht nur Trachyt, sondern auch alle Andesite, Trachydolerite und Phonolithe ihren Platz bei den Aciditen haben (S. 53 ff.). Derartige Mißgriffe in der chemischen und mineralogischen Auffassung der Gesteine machen es erklärlich, wie im Ersten Teil ausgeführt wurde, daß der theoretisch so bedeutsame petrogenetisch-systematische Versuch B. v. Cotta's nicht die ihm gebührende Beachtung finden konnte; daß sie trotz der seiner Zeit vorauseilenden petrogenetischen Anschauungen v. Cotta's sich so scharf geltend machen konnten, bewies die Unmöglichkeit, die damals gewonnenen Erfahrungen über die Chemie der Gesteine als einzige oder auch nur als mitbestimmende Grundlage für ein System zu verwenden. Die Folge dieser Erkenntnis war eine starke Minderung des Einflusses der chemischen Verhältnisse auf die Systematik, teilweise sogar ein Verzicht auf die direkte Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine bei dem Aufbau eines Systems, Erscheinungen, die für die Klassifikationsversuche der zweiten Gruppe charakteristisch sind.

Zweite Gruppe.

Der Ausgangspunkt des Umschwunges in der klassifikatorischen Bewertung der chemischen Zusammensetzung für die Systematik war

die Feststellung J. Roth's in der Einleitung zu seinen „Gesteins-Analysen“ von 1861 (vgl. oben S. 182 ff.), „daß in der chemischen Zusammensetzung mancher Gesteine, die nach mineralogischer Auffassung in denselben Rahmen gefaßt wurden“, erhebliche Abweichungen vorkommen (S. XXII), während andererseits mineralogisch ganz verschiedene Gesteine in dieselbe chemische Gruppe gehören würden, „denn feurig-flüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher chemischer Zusammensetzung können in verschiedene Mineralien auseinanderfallen“ (S. XXI). Hieraus folgt, daß also „chemische Reihung und mineralogische Anordnung nie zusammenfallen“ (S. XXIV), und somit die Unmöglichkeit, ein System auf chemischer Grundlage aufzubauen. Im Laufe der Jahre verschärft sich bei J. Roth der Widerstand gegen die chemische Zusammensetzung als Klassifikationsprinzip. In seinem Werke „Allgemeine und chemische Geologie“ betont er in Bd. II (1887), daß man auch den Sauerstoffquotienten „nur zur Vergleichung von Analysen benutzen darf, welche Gesteine von gleicher mineralogischer Zusammensetzung betreffen“ (S. 64) — gemeint sind natürlich mineralogisch qualitativ gleiche Gesteine — und legt besonders Gewicht auf die Tatsache: „Eine aus Schmelzfluß erstarrende Masse kann in ganz verschiedene Mineralien auseinanderfallen, so daß bei chemischer Gleichheit die mineralogische Beschaffenheit ganz verschieden ist“ (S. 65, 66). Noch in seiner letzten Arbeit von 1891 „Die Einteilung und die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine“ (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 43, S. 1 ff.) hält er gerade diesen Satz mit großer Bestimmtheit gegen Rosenbusch aufrecht (S. 7 ff.).

Die Folge dieser Auffassung sind Systeme, die in erster Linie die mineralogische Zusammensetzung und besonders die Rolle der Feldspate und Feldspatvertreter, ferner des Quarzes, resp. das Fehlen eines oder mehrerer Komponenten im Gestein berücksichtigen und daneben andere Eigenschaften, das geologische Alter, die Entstehungsweise und die Struktur mit wechselnder Bewertung zugrunde legen. Hierhin gehören die Entwürfe von J. Roth 1861 und 1887, von F. Zirkel 1866 und 1893, von Fouqué und Michel-Lévy 1879, von Rosenbusch 1882 und (für die Weiterentwicklung besonders wichtig) 1887, die sämtlich im Ersten Teil dieser Abhandlung besprochen wurden; auch das von H. Teall in seiner British Petrography (London 1888) angewendete System und der von dem französischen Komitee für Petrographie im Jahre 1900 dem Internationalen Geologenkongreß vorgelegte Entwurf gehört in diese Gruppe. Bei einem Teil dieser hier zusammengefaßten Systeme — es sind diejenigen, die alle Gesteine in die drei Gruppen: Orthoklasgesteine, Plagioklasgesteine, Feldspatfreie Gesteine zwingen — hat von allen chemischen Eigenschaften stets, bewußt oder unbewußt, der Kieselsäuregehalt

mitgewirkt, bisweilen in Verbindung mit den aus der Bunsen'schen Mischungstheorie übernommenen Beziehungen zwischen der Höhe des SiO^2 und der Alkalien einerseits, der zweiwertigen Metalle andererseits: die Schwäche dieser Systeme bekundet sich daher regelmäßig am deutlichsten in der Stellung, die sie den Nephelinsyeniten und den basischen Leuzit- und Nephelingesteinen anweisen. In chemischer Hinsicht sind diese Versuche von den Anschauungen der „Säure-Systematiker" abhängig, wie H. O. Lang, allerdings mit ungerechtfertigter Verallgemeinerung, die Urheber aller seinem Vorschlage vorangegangenen chemischen Systeme nannte (Min. Petr. Mitt., 12, 1891, S. 199).

Ein anderer Teil der hier zusammengefaßten Systeme verzichtete auf eine Anordnung der Gesteine nach den drei erwähnten, auf den Feldspat begründeten Hauptgruppen und stellte die wichtigsten Gesteinsfamilien nebeneinander unter Berücksichtigung der mineralischen Komponenten und ihrer Vergesellschaftung nach ihrem chemischen Wert; sie drückten somit die chemische Zusammensetzung nach Möglichkeit auch in der mineralogisch-strukturellen Reihung aus. Hierhin gehört beispielsweise Rosenbusch's Tabelle von 1882 (vgl. Erster Teil, S. 208), die Orthoklasgesteine (mit und ohne Quarz), Orthoklas-Nephelin- resp. -Leuzitgesteine, Plagioklasgesteine, Plagioklas-Nephelin- resp. -Leuzitgesteine, Nephelin- und Leuzitgesteine, Olivingesteine unterscheidet; in der von H. Teall gegebenen Einteilung (British Petrography, S. 70 ff.) tritt sogar, obwohl Teall eine Einteilung nach chemischen Grundsätzen ausdrücklich ablehnt, die Reihe der Alkaligesteine in ihren Hauptgliedern dadurch deutlich hervor, daß er die durch Feldspatvertreter charakterisierten Gesteine, ganz gleich, ob sie Alkalifeldspat oder Plagioklas führen oder feldspatfrei sind, zu einer Gruppe zusammenfaßt und sie den Orthoklasgesteinen, Plagioklasgesteinen und Olivin-Pyroxengesteinen gegenüberstellt. Die gleiche Tendenz lassen auch die Propositions du Comité français erkennen, die der Ausschuß der französischen Petrographen 1889 der Commission Internationale de Nomenclature des Roches vorlegte (abgedruckt in Compte rendu de la VIIIe Session du Congrès Géologique Internationale 1900, I, S. 246 ff.). Die Anordnung scheint zwar ausschließlich auf die mineralogische Zusammensetzung und Struktur gegründet, aber in der ersten Klasse, den Roches à Feldspaths werden die Gruppen der Roches à feldspaths sans feldspathides von den roches à feldspaths et feldspathides scharf getrennt und erst diese beiden Gruppen nach der Natur des Feldspats weiter gegliedert; auch die zweite Klasse, die roches sans feldspaths mais à feldspathides ou verre alcalin ist chemisch gut begrenzt, da sie nur Glieder der Alkalireihe umfaßt, und die dritte Klasse mit ihren roches sans éléments blancs

entspricht Michel-Lévy's magmas ferro-magnésiens und somit der scorie universelle.

Überhaupt macht sich in den Verhandlungen der internationalen Kommission von 1899 die wieder zunehmende Bedeutung der chemischen Zusammensetzung geltend. Es wurde zwar der russische Vorschlag: „La caractéristique des grandes groupes (p. ex. des familles) doit se baser sur la composition chimique et minéralogique“ (l. c., S. 217) nicht angenommen, aber die Form, der die Kommission zustimmte: „La caractéristique des grandes groupes (par ex. des familles) doit se baser sur la composition minéralogique appuyée sur la composition chimique et la structure“ (S. 244), gibt der chemischen Zusammensetzung eine höhere Bedeutung für die Klassifikation und fand nur bei denjenigen Kommissionsmitgliedern Widerspruch, die die chemischen Verhältnisse in erster Linie oder nahezu ausschließlich berücksichtigen wollten (S. 243). Der Umschwung knüpft sich an die neuen Auffassungen von den chemischen Beziehungen der Magmen zueinander und ist mithin eine Folge der Untersuchungen über das Wesen des Ganggefolges der Tiefengesteine; die Ganggesteine sind tatsächlich „zu Eck- und Grundsteinen des Baues der petrographischen Systematik“ geworden.

Dritte Gruppe.

Die Zahl der in diese dritte Gruppe einzureihenden Systeme ist nicht groß; auch sind ihre Unterschiede gegenüber den hier als zweite Gruppe zusammengefaßten Klassifikationen bei einer oberflächlichen Betrachtung nicht immer sehr auffallend. Die ausschließlich chemischen Systeme, die alle Eigenschaften der verfestigten Gesteine ausschalten und nur die chemische Zusammensetzung berücksichtigen, mithin Klassifikationen der Gesteinsmagmen sind, wurden schon früher besprochen (Loewinson-Lessing, Michel-Lévy, die Amerikaner usw.); ferner konnten einige chemische Grundanschauungen, die chemische und mineralogische, teilweise auch strukturelle Eigenschaften gemeinsam zum Ausdruck bringen sollen, wie die Vogt'sche Einteilung in anchimonomineralische und anchi-eutektische Gesteine, zu einem allgemeinen System noch nicht ausgearbeitet werden und scheinen eine solche Durchführung zunächst wohl noch nicht zu gestatten, stellen also nur erste Schritte auf einem neuen Wege dar. Andererseits erscheinen die wirklich durchgeführten Systeme den vorangegangenen ähnlich, weil sie wie diese auch die mineralogische Zusammensetzung, die Struktur und die geologisch-genetischen Verhältnisse neben den chemischen Eigenschaften der Einteilung zugrunde legen; sie schließen sich somit besonders an Rosenbusch's System von 1887 und die soeben geschilderte Wiedereinführung chemischer Anschauungen in die mineralogisch-strukturellen Klassifikationen an.

Wie eng aber im Gegensatz zu allen früheren Systemen tatsächlich bei der neuen Systematik chemische und mineralogische Zusammensetzung innerhalb der geologisch zusammengehörenden Hauptgruppen zusammenwirken, zeigt ein Blick auf Brögger's Einteilung der diaschisten Ganggesteine, die ihrerseits auf geologisch-genetische (Ganggestein) und chemische Verhältnisse (diaschist) begründet ist.

Die Rosenbusch'schen Bezeichnungen „aplitisch" und „lamprophyrisch" ersetzt Brögger durch die Worte leukokrat und melanokrat, drückt also den chemischen Unterschied durch die charakteristische Färbung der vorwaltenden mineralischen Komponenten aus. Die weitere Einteilung erfolgt auf chemischer Grundlage, doch findet die chemische Zusammensetzung ihren eindeutigen Ausdruck in dem mineralogischen Aufbau. So werden die leukokraten Ganggesteine weiter zerlegt in oxyplete[1]) mit $SiO^2 \geqq 6R^2O$ (nach Quotientzahlen), die mithin wesentlich Feldspate oder Feldspat und Quarz enthalten, und in solche mit niedrigerem SiO^2-Gehalt, die entweder natrioplet (mit Nephelin) oder kalioplet (mit Leuzit) sind. [Auf den Unterschied zwischen den oxypletendiaschisten Ganggesteinen Brögger's und den „Oxyphyren" L. V. Pirsson's (Complementary Rocks and Radial Dykes, Amer. Journ. of Sc., 150, S. 116 ff., spez. S. 118, 1895) kann hier nicht näher eingegangen werden.]

Die melanokraten Ganggesteine zerfallen entsprechend in alkaliplete mit herrschendem Alkalifeldspat ($R^2O \geqq CaO$) und calcioplete mit Plagioklas ($CaO > Na^2O + K^2O$); an (Fe, Mg)-Verbindungen besonders reiche Glieder der melanokraten Reihe werden als ferroplet bezeichnet. (Das Ganggefolge des Laurdalits, Videnskabsselskabets Skrifter, I, 1897, No. 6, S. 262—267, Kristiania 1898.)

Eine derartige Wirkung macht sich aber nicht nur etwa bei neuen Gruppen, wie es die Ganggesteine sind, geltend; auch die Abgrenzung der alten Familien wird glücklich beeinflußt. Dies zeigt sich sehr deutlich bei den Erwägungen, die Brögger für die Definition der Diorite sowie für die Begründung der Monzonite anstellt.

Die Namen für die größeren Gesteinsgruppen, Granite, Syenite, Nephelinsyenite, Diorite, Gabbros usw., sollen nach Brögger Namen höherer Ordnung, aber nicht „Sacknamen" sein; es müssen daher aus der Dioritfamilie zunächst alle Gesteine entfernt werden, die bei einem Aufbau aus Plagioklas und primiärer Hornblende kieselsäurearm sind, die Hornblendegabbros, sowie die Gabbrogesteine, deren Hornblende sekundär ist und die daher als Uralitgabbros bezeichnet werden. (Die Gesteine der Grorudit-Tinguaitserie, S. 93—96.) Andererseits

[1]) Da die Endigung von πλῆθος genommen ist, wäre die Schreibweise oxypleth wohl vorzuziehen.

gehören Gesteine, die sich von den hornblendeführenden Dioriten nur durch ihren Augitgehalt unterscheiden, sowie entsprechende, durch rhombischen Pyroxen charakterisierte Gesteine, die bisher den Noriten und somit der Gabbrofamilie zugerechnet wurden, zu der Dioritfamilie. (Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo, Skrifter udgivne af Videnskabsselskabet i Christiania, I, 1895, No. 7, S. 36 ff.); Brögger definiert daher „die Diorite als ‚mittelsaure abyssische', eugranitisch struierte, primäre Eruptivgesteine mit vorherrschender Zusammensetzung von Plagioklas und Hornblende-, Glimmer- oder Pyroxenmineralien" (S. 35).

Die Monzonite charakterisiert er mineralogisch dadurch, „daß sie weder zu den Orthoklasgesteinen noch zu den Plagioklasgesteinen, sondern zu einer Übergangsgruppe oder Zwischengruppe zwischen beiden gehören, sie sind eben **Orthoklas-Plagioklasgesteine**" (S. 21); den Beweis für ihre Mittelstellung liefert die chemische Natur dieser Gebilde. In ihrem Kalkgehalt stimmen sie nahe mit den Dioriten überein, ebenso in ihrem Natrongehalt, dagegen ist ihr Kaligehalt bedeutend größer und erreicht den entsprechenden Wert der Natronsyenite, während der Natrongehalt geringer ist, als bei diesen Gesteinen (S. 41).

Unter den zur dritten Gruppe vereinigten teils ausgeführten, teils angedeuteten Systemen macht sich ein charakteristischer Unterschied geltend, je nachdem das System allgemein gelten soll, also sich auf den Verhältnissen aller Eruptivgesteine aufbaut, oder mehr oder weniger aus der Untersuchung einer geologischen Einheit, einer petrographischen Provinz (oder mehrerer, sich nahestehender) hervorgegangen ist und in erster Linie für das Studium ähnlicher Provinzen verwendet werden soll. Der Unterschied zwischen beiden systematischen Betrachtungsweisen zeigt sich am besten in der verschiedenen Bedeutung, die Brögger seinen Begriffen „Gesteinsfamilie" und „Gesteinsserie" zuweist.

Der Begriff „Gesteinsfamilie" gehört in ein allgemein gültiges System; im Gegensatz zu den meisten anderen Systematikern dehnt Brögger ihn aus auf alle Erscheinungsformen irgend eines Magmas samt dessen Struktur- und Konstitutionsfazies. In seinem mehrfach erwähnten Werke von 1894, „die Gesteine der Grorudit-Tinguaitserie", spricht er von der Möglichkeit, „den verschiedenen Gesteinsfamilien in erster Linie eine chemische Begrenzung" zu geben, und führt in Anschluß daran aus: „Die Granitfamilie z. B. umfaßt bei derartiger Begrenzung alle massigen Gesteine mit der chemischen Zusammensetzung der Granite, also Tiefengesteine wie Porphyrgranite, eugranitische Granite usw. hypabyssische Gesteine und Grenzfaciesbildungen wie a) aschiste Gesteine: Granitporphyre,

Quarzporphyre, Granophyre, Pechsteine usw.; b) diaschiste Gesteine: Durbachite, Minetten, Aplite usw.: superfusive Gesteine, wie Liparite, Obsidiane, Schlacken, Bimsteine, Liparittuffe usw.; sie sind alle nur Faziesbildungen (zentrale abyssische und peripherisch abyssische Fazies, zentrale hypabyssische und peripherisch hypabyssische Fazies, zentrale superfusive und peripherisch superfusive Fazies usw.) einer innerhalb gewisser Grenzen der Hauptsache nach chemisch gleichartig zusammengesetzten granitischen Magmamischung. Ganz analog kann auch eine Syenitfamilie, eine Nephelinsyenitfamilie, eine Quarzdioritfamilie, eine Dioritfamilie, eine Gabbrofamilie, eine Theralithfamilie, eine Peridotitfamilie usw. unterschieden werden. Extreme Glieder rechne ich zu derjenigen Familie, aus deren chemischer Mischung sie durch lokale lakkolithische Differentiation entstanden sind; so rechne ich z. B. Harzburgite und verschiedene andere olivinreiche Gesteine als Glieder der Gabbrofamilie, die Saxonite (in meinem Sinne) dagegen zur Peridotitfamilie, ebenso die Hornblendite, die Pyroxenite, die Anorthosite usw. zur Gabbrofamilie, die Websterite dagegen nicht usw." (S. 177, 178) [vgl. hierzu die auf S. 212 erwähnte Gliederung der Kristianiagesteine von 1906].

Die Glieder einer Brögger'schen Gesteinsserie (vgl. oben S. 210 ff.) können hingegen verschiedenen Gesteinsfamilien angehören, eine Gesteinsserie „verbindet die verschiedenen Familien miteinander" (S. 178); die Serien sind mithin charakteristisch für bestimmte Gebiete und kommen zunächst bei der systematischen Behandlung einer geologischen Einheit, einer petrographischen Provinz, zur Geltung, während die Familien, auch in der ihnen von Brögger zugewiesenen Bedeutung, die Glieder eines allgemeinen Systems sind.

Es können jedoch die Gesteinsserien, wie überhaupt die bei der Spezialbehandlung begrenzter Gebiete aufgefundenen systematischen Beziehungen auch für andere Gebiete Bedeutung erlangen; in den oft erwähnten Brögger'schen Abhandlungen (Kristianiagebiet, Predazzo), in den Untersuchungen Michel-Lévy's über französche Vulkangebiete (vgl. oben S. 201, 222), in zahlreichen Abhandlungen der amerikanischen Geologen aus dem Gebiet östlich der Rocky Mountains in Montana (Weed und Pirsson: Castle Mountains, Little Belt Mountains; Pirsson: Highwood Mountains usw.) finden sich Beispiele hierfür. Eine durch den Ausblick auf allgemeinere systematische Fragen besonders fesselnde Anwendung dieses Verfahrens liefert J. H. L. Vogt's Abhandlung „Über anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine" von 1908 (vgl. oben S. 223 ff.); hier werden (l. c., S. 31 ff.) die durch ihren Besitz an Anorthositen charakterisierten petrographischen Provinzen Norwegens, die Gebiete von Ekersund-Soggendal, aus der Nähe von Bergen, und von den

Lofoten-Vesteraalen nach ihren chemischen und geologisch-genetischen Verhältnissen geschildert, und die chemischen Verhältnisse der sie zusammensetzenden Gesteine graphisch dargestellt. Wie die Projektionen (Fig. 3 und 4) zeigen, sind die Anorthosite anchimonomineralisch, der Mangerit entspricht nahezu dem Eutektikum Orthoklas : Albit, der Hypersthengranit dem ternären (granitischen) Eutektikum Quarz : Orthoklas : Albit (+ Anorthit), ein Verhalten, das besonders für die Deutung der dritten, sich allmählich aus dem Dunkel hebenden Gesteinsreihe ROSENBUSCH's, der Charnockit-Mangerit-Anorthositreihe, und für ihre systematische Stellung von großer Bedeutung werden kann. Aber auch wenn man von der „dritten Reihe“ zunächst absieht, sind diese Untersuchungen VOGT's schon heute für die systematische Stellung der Anorthosite bedeutungsvoll: das Studium der mit ihnen zusammen auftretenden Gesteine, die zahlreichen „Zwischenstufen zwischen den verschiedenen extremen — teils anchi-monomineralischen, teils anchi-eutektischen — Zusammensetzungen“ (S. 42),

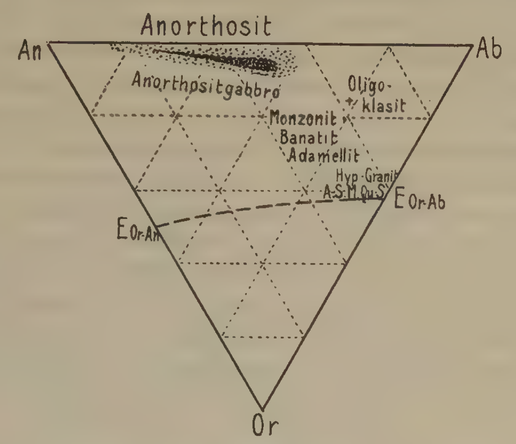


Fig. 3 (nach VOGT).

Die Punkte geben das Verhältnis An : Ab : Or der Feldspate der Anorthosite an; die dichte Punktierung entspricht der Zusammensetzung der meistverbreiteten Anorthosite. Hyp.-Granit = Hypersthengranit, Qu.-S. = Quarzsyenit, A.-S. = Augitsyenit, M = Mangerit.

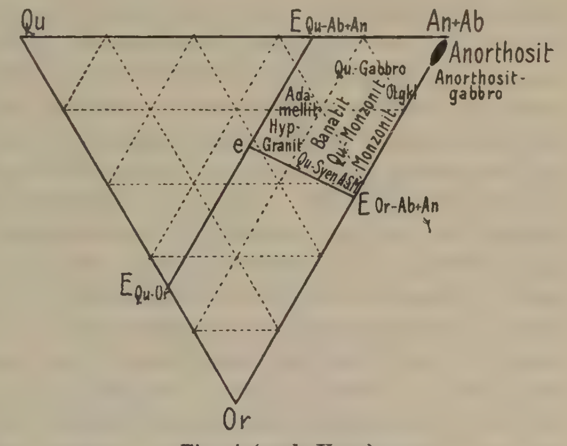


Fig. 4 (nach VOGT).

Der verdickte Teil der Linie An+Ab : Or gibt das Verhältnis An+Ab : Or der Anorthosite an. e ist das ternäre granitische Eutektikum E Qu-Or-Ab + An. Qu.-Syen. = Quarzsyenit, A.-S. = Augitsyenit, M. = Mangerit, Ol.-g.-kl. = Oligoklasit, Qu.-Gabbro = Quarzgabbro.

die hervorragende Rolle der Monzonite, Adamellite und Banatite in den Anorthositgebieten veranlassen Vogt, den Anorthositen eine andere Stellung im System zuzuweisen, als sie bisher inne hatten. „Die Anorthosite sind in den meisten früheren petrographischen Lehrbüchern als eine Unterabteilung unter den Gabbrogesteinen aufgeführt worden; dies ist jedoch nicht zutreffend. Es handelt sich nämlich hier um zwei verschiedene Arten von Differentiationspolen: die Anorthosite sind anchi-monomineralischer Natur, die Gabbrogesteine dagegen anchi-eutektischer Natur, mit Annäherung an das komplizierte Eutektikum zwischen Plagioklas und den verschiedenen Mg, Fe oder Mg, Fe-Ca-Silikaten nebst Eisenerz.

Die Anorthosite mögen, mit demselben Recht wie z. B. die Peridotite, als eine selbständige Gesteinsgruppe klassifiziert werden. „Genetisch stehen die Anorthosite nicht den Gabbrogesteinen am nächsten, sondern dagegen den Monzoniten und Banatiten“ (S. 43, 44).

Das älteste der hier zu besprechenden allgemeinen Systeme ist die Klassifikation H. Rosenbusch's; auf ihr beruhen die folgenden Systeme, die seine Anordnung ausbauen oder abändern.

Ein Grundzug in der Stellung Rosenbusch's zur Systematik überhaupt ist das Bestreben, den historischen Zusammenhang nach Möglichkeit zu erhalten. Gerade auf Fragen der Systematik bezieht sich sein Wort: „Revolutionen sind schnell gemacht, Reformen gedeihen langsam“ (Physiographie, II, 1, 1907, S. 15); daher knüpft seine abschließende Anordnung unmittelbar an sein älteres, hier der zweiten Gruppe zugerechnetes System an. Ein zweiter Grundzug für die Anordnung der Eruptivgesteine ist die aus seinen Studien geschöpfte Überzeugung, „daß eine natürliche Systematik derselben in erster Linie die geologische Erscheinungsform als für Struktur und zum Teil für Mineralbestand bestimmend betonen muß. In zweiter Linie wäre alsdann die chemische und die von ihr wesentlich abhängige mineralische Zusammensetzung . . . zu berücksichtigen“ (l. c., S. 4, 5). Hieraus ergeben sich die wesentlichen Eigentümlichkeiten seiner Anordnung, die übrigens auch die abweichende Stellung der Ganggesteine gegenüber den Tiefen- und Ergußgesteinen zum Ausdruck bringt: „In den beiden größten und wichtigsten und ihrer ganzen Ausbildung nach am meisten differenten Gruppen der Tiefengesteine und Ergußgesteine werden die einzelnen Familien nach ihrer im Mineralbestande zum Ausdruck kommenden chemischen Konstitution unterschieden“, während die drei Untergruppen der Ganggesteine lediglich auf ihre chemischen Unterschiede, bezogen auf die Zusammensetzung der Tiefengesteine, deren Gefolge sie bilden, begründet werden (Elemente, 1910, S. 75—77).

Der wichtigste Unterschied des letzten Rosenbusch'schen Systems, das er der vierten Auflage seiner Physiographie und seinen Elementen der Gesteinslehre zugrunde gelegt hat, ist die Aufstellung der Familien nach ihrer im Mineralbestande zum Ausdruck kommenden chemischen Zusammensetzung; um so notwendiger ist eine Darlegung der Gründe, die den Entdecker der beiden Hauptgesteinsreihen von dem zunächst so nahe liegenden Schritt zurückgehalten haben, „die beiden Reihen zur Grundlage der gesamten systematischen Darstellung zu machen" (Physiographie, II, 1, S. 13).

Eine systematische Zweiteilung der Eruptivgesteine in Alkaligesteine und Alkalikalkgesteine müßte ausgehen von den Monzoniten und Essexiten, die in ihrem chemischen Bestande der berechneten Durchschnittszusammensetzung des Erdmagmas sehr nahe kommen; in Massiven von der Zusammensetzung derartiger Magmen müßte man das Ganggefolge beider Hauptreihen und in Verbindung mit ihnen Tiefengesteine sowohl von granitodioritischer und gabbroperidotitischer wie von foyaitischer und theralithischer Beschaffenheit erwarten. Hiervon haben sich bisher nur Andeutungen gefunden.

Während im allgemeinen die Gesteinstypen der beiden großen Magmengruppen streng getrennt scheinen, wies Rosenbusch schon 1907 auf die Keratophyre im Harz und im Fichtelgebirge hin, die auf die Möglichkeit eines Zusammenvorkommens von Angehörigen beider Reihen hindeuten; „die Unklarheit, welche in diesem Punkte noch herrscht, verbietet die streng durchgeführte Klassifikation der Eruptivgesteine mit Zugrundelegung der beiden großen Magmengruppen" (S. 14) — hier wird mithin, der Grundanschauung Rosenbusch's entsprechend, den geologisch-genetischen Verhältnissen eine entscheidende Bedeutung gegenüber dem chemisch-mineralogischen Befunde zuerteilt. Sodann spricht gegen eine solche Zweiteilung der Umstand, daß es mit unseren heutigen Kenntnissen zwar bei der weitaus überwiegenden Anzahl der Gesteine, aber keineswegs in allen Fällen möglich ist, aus der mineralischen und chemischen Zusammensetzung eines Eruptivgesteins die Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Hauptreihe mit Sicherheit zu bestimmen; auch ist noch nicht bis zum Ausschluß jedes Zweifels erwiesen, daß die Mineralien der Nephelin- und Sodalithgruppe, der Alkalipyroxene und Alkaliamphibole, die sichersten mineralogischen Kennzeichen der foyaitischen und theralithischen Magmen, niemals in der anderen Hauptreihe auftreten können,[1]) und schließlich läßt das Auftauchen einer dritten Haupt-

[1]) Nach F. Becke sind rhombische Pyroxene für die pazifische Sippe charakteristisch (Min. petr. Mitteil., 22, S. 238).

reihe, die mehrfach erwähnte Charnockit-Mangerit-Anorthositreihe, eine derartige Zweiteilung nicht angezeigt erscheinen.

Alle diese Gründe führen Rosenbusch zu einem System, in dem „eine Trennung der Typen der beiden Hauptgesteinsreihen dort, wo sie nicht durch mineralogisch-chemische Prüfung allein und ohne genaue Kenntnis der Gesteinsassoziation sicher ausführbar ist, unterbleibt"; in seinem System — es genügt hier, lediglich das Schema für die Tiefengesteine wiederzugeben — finden sich neben Familien, die nur Glieder einer Hauptreihe umfassen, andere, in denen Gesteine aus beiden Hauptreihen noch vereinigt sind, wie das Schema zeigt:

I. Klasse: Tiefengesteine.

a) Familie der granitischen Gesteine,
b) Familie der syenitischen Gesteine,
c) Familie der Elaeolith- und Leuzitgesteine,
d) Familie der dioritischen Gesteine,
e) Familie der Gabbro und Norite,
f) Familie der Essexite,
g) Familie der Shonkinite und Theralithe,
h) Familie der Missourite und Fergusite,
i) Familie der Ijolithe und Bekinkinite,
k) Familie der Peridotite und Pyroxengesteine.

Rosenbusch betont ausdrücklich, daß in einigen „Familien" chemisch in getrennte Gruppen einzureihende Gesteine vereinigt sind: „In den Familien a, b, c herrschen die salischen Gemengteile stark vor, sie sind in der Sprache Brögger's leukokrate Gesteine. In den Familien f, g, h, i, k nehmen die femischen Gemengteile eine hervorragende, zum Teil herrschende Stellung ein, sie sind in Brögger's Sprache melanokrate Gesteine. Bei den dioritischen Gesteinen kommen neben herrschenden leukokraten auch mehr oder weniger melanokrate Typen vor und dasselbe gilt für die Gabbrogesteine. — Die Familien c, f, g, h und i umfassen ausschließlich Gesteine der foyaitischen und theralithischen, die Familien d und e nur solche der granitodioritischen und gabbroperidotitischen Magmen, die Familien a, b und k solche beider großen Magmengruppen" (Mikroskop. Physiogr. II, 1, 1907, S. 16).

Wie berechtigt diese Zurückhaltung war, zeigt die Entwicklung der letzten Jahre. Ein Teil der Schwierigkeiten geht zurück auf die vielfach geübte restlose Gleichstellung der Begriffe: atlantische und pazifische Sippe mit den Rosenbusch'schen Hauptreihen, da das Wesen der beiden Sippen von verschiedenen Forschern nicht ganz gleichartig gefaßt wird. Am schärfsten machen sich

Meinungsverschiedenheiten bei der Frage geltend, ob Übergänge zwischen den beiden Sippen möglich oder gar notwendig sind. F. BECKE kommt zu der Ansicht, „daß es naturgemäß Eruptivgebiete geben muß, welche zwischen den beiden typischen Gesteinsreihen den Übergang vermitteln, da zwischen den oben erwähnten höheren, leichteren und tieferen, schwereren Schichten alle möglichen Übergänge von der Hypothese postuliert werden“ (Min. petr. Mitt., 22, 1903, S. 248), und nennt als Beispiele das Rheinische Siebengebirge, Gleichenberg, Predazzo und Monzoni; nach ROSENBUSCH wären derartige „Übergangsgebiete“ nur bei der Zusammensetzung des ungespaltenen Erdmagmas, also bei monzonitisch-essexitischen Magmen möglich.

Andere Schwierigkeiten erwachsen, wie schon ROSENBUSCH betonte, aus dem Zusammenvorkommen von Gesteinen, die nach ihrer chemisch-mineralogischen Beschaffenheit nicht derselben Hauptreihe angehören; derartige Fälle sind seit 1907, also seit ROSENBUSCH seine Zurückhaltung begründete, in sehr verschiedenen Gebieten der Erde in größerer Zahl gefunden worden und haben Bresche in die Lehre von der strengen geographischen Trennung der atlantischen und pazifischen Magmengebiete gelegt. Für einzelne Beispiele muß hier ein Hinweis auf die Zusammenstellungen bei W. CROSS: The Natural Classification of IGNEOUS ROCKS (Quart. Journ. of the Geol. Soc., 66, 1910, S. 470ff., spez. S. 475ff.) und bei A. OSANN (Petrochemische Untersuchungen I, S. 57ff.) genügen. Sehr deutlich zeigt sich die durch diese Erfahrungen bedingte größere Zurückhaltung bei einem Vergleich der Abschnitte über „Petrographical Provinces“ in dem ersten Bande von I. P. IDDINGS: IGNEOUS ROCKS (1909, S. 255ff.) mit dem „Problem of Petrographical Provinces“ im zweiten Teil dieses Werkes (1913, S. 345ff.) und besonders mit dem Abschnitt über Petrographical Provinces in North America (S. 463ff.); auch die wichtige von OSANN durchgeführte Zerlegung der atlantischen Sippe in starke Alkaligesteine und schwache Alkaligesteine ist für eine strenge Durchführung der beiden Hauptreihen im System nicht ermutigend. Besonders seine kritischen Untersuchungen der Basalte zum Zweck der von ROSENBUSCH als dringendste Aufgabe der Petrographie der Eruptivgesteine bezeichneten Unterscheidung von essexitischen und gabbroiden Basalten zeigen, daß in manchen Gebieten, beispielsweise in der Rhön und im Vogelsberg, die Basalte überwiegend an der Grenze zwischen beiden Reihen stehen, während vereinzelt typische Vertreter beider Reihen vorkommen; in dem sich nördlich anschließenden Basaltgebiet Niederhessens, das in Nephelinbasalten, Nephelinbasaniten und Leuzitbasalten typisch atlantische, in Enstatitdoleriten und Enstatitbasalten typisch pazifische Gesteine enthält, ergab sich auch für die

Plagioklasbasalte, „daß atlantischer und pazifischer Typus gemischt ist“ (Petrochemische Untersuchungen I, S. 62ff).

Bei einem Überblick über diese Verhältnisse darf man natürlich niemals außer acht lassen, daß in den weitaus meisten Fällen eine Zuordnung der Gesteine einer geologisch zusammengehörigen Gruppe von Eruptivgesteinen zu einer der beiden Hauptreihen sich mit größter Sicherheit vollziehen läßt; die erwähnten Ausnahmen lassen es jedoch zunächst nicht ratsam erscheinen, ein auf der angegebenen Zweiteilung der Magmen beruhendes System einer systematischen Petrographie zugrunde zu legen. Für diese Frage ist daher eine „Zusammenstellung der wichtigsten pazifischen und atlantischen Gesteine nach H. Rosenbusch“ sehr interessant, die F. von Wolff in seinem Werke „Der Vulkanismus“ I. Teil (Stuttgart 1913) einem Abschnitt über die geographische Verteilung der beiden Gesteinssippen vorausschickt. Auf die Tabellen selbst (S. 136—143) kann hier nur verwiesen werden; hervorgehoben sei jedoch, daß v. Wolff gegenüber den bisher allein bekannten atlantischen Monzoniten (im Sinne Rosenbusch's, nicht Brögger's) das Vorkommen pazifischer Monzonite, die von E. Lehmann in den Anden und in Neu-Pommern nachgewiesen wurden, betont und auch die Keratophyre in atlantische und pazifische zerlegt. Für die Feldspatbasalte gelangt v. Wolff wesentlich auf geologischer Grundlage zu einer abweichenden Auffassung; „sie erscheinen im Verbande mit pazifischen, aber auch mit atlantischen Gesteinen“ und besitzen selbst nicht selten charakteristische Eigenschaften einer dieser Reihen (Rhönit für atlantische, rhombische Pyroxene für pazifische Typen), weisen aber häufig keinerlei Merkmale einer Zugehörigkeit zu einer der beiden Sippen auf. Da sie ferner auch geologisch selbständig in Form gewaltiger Massenergüsse auftreten und in den zirkumpolaren Gebieten eine Einheit für sich, weder von atlantischem noch von pazifischem Charakter bilden, so werden sie zu einer dritten selbständigen Magmafamilie vereinigt, zur arktischen Sippe, die „alle selbständigen basaltischen Magmen und ihre Spaltungsprodukte“ umfaßt (Zirkumpolarländer, Teile von Gondwanaland, S. 152, 153).

Es sind schließlich noch vier Gesteinssysteme aus den letzten Jahren zu besprechen, die die chemischen und die mineralogisch-petrogenetischen Verhältnisse zugrunde legen und die sich an die Namen A. Osann, F. H. Hatch, G. Linck und E. Weinschenk knüpfen.

A. Osann's mehrfach erwähnter „Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine“ (Min. Petr. Mitt., 1900

bis 1903, 19, S. 351 ff.; 20, S. 399 ff.; 21, S. 365 ff.; 22, S. 322 ff. und S. 403 ff.) sucht das zuerst von J. ROTH gesteckte und später von allen, deren Systeme hier in der zweiten Gruppe vereinigt sind, erstrebte Ziel, „die Ergänzung und Vertiefung der auf mineralogischer Zusammensetzung und Struktur basierenden gebräuchlichen Einteilung und namentlich auch die Herbeiziehung der Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile als klassifikatorisches Moment“ (22, S. 335), auf einem neuen Wege zu erreichen. Er behält, wie oben ausgeführt wurde, die drei ROSENBUSCH'schen Klassen der Eruptivgesteine bei und verzichtet auch darauf, die großen Gesteinsfamilien in ihrer Gesamtheit chemisch neu zu begründen oder abzugrenzen; er beschränkt seine Neuordnung wesentlich auf die zu den großen Gesteinsfamilien zusammengefaßten Gebilde und stellt innerhalb jeder größeren Gesteinsfamilie eine Reihe von chemischen Typen auf. „Es soll dabei weder an den Schranken zwischen den einzelnen Familien etwas verschoben, noch irgend eine neue Nomenklatur aufgestellt werden“ (19, S. 353). Für jedes Gestein wird aus den Molekularprozentzahlen die chemische Formel berechnet (über die OSANN'sche Formel und ihre Werte s, a, c, f vgl. oben S. 195, 198); alle Analysen von Gesteinen, „die derselben Familie des gebräuchlichen petrographischen Systems angehören und sich chemisch nahestehen“ (22, S. 335), werden zu einem Typus vereinigt, und dieser wird durch eine Typenformel charakterisiert. Die Zahl der Typen steht naturgemäß nicht fest; OSANN hat für die Tiefengesteine 72, für die Ganggesteine 91, für die Ergußgesteine 157 Typen aufgestellt; neue Typen können stets zugefügt werden.

Bei der Aufstellung der Typen kommt für die Alkalien nur ihre Summe zur Geltung, nicht ihr Verhältnis, das durch n, (den Wert für Na^2O, wenn die Summe von $Na^2O + K^2O = 10$ gesetzt wird) ausgedrückt wird. Beim Studium der Gesteine einer petrographischen Provinz ergeben sich nicht selten auffallend gleichmäßige Werte für n, entsprechend der von IDDINGS erkannten und von MICHEL-LÉVY besonders betonten Konstanz des Verhältnisses der Alkalien zueinander innerhalb von Gesteinsreihen, die durch consanguinity verbunden sind; ganz ähnliche Erscheinungen läßt nach OSANN der Wert m erkennen, der sich aus seinem $F = 10$ für (MgFe)O ergibt. Systematisch wird n zur Aufstellung von 5 Reihen verwendet:

Reihe α, Gesteine mit $n > 7{\cdot}5$	Gesteine der Natronvormacht
Reihe β, Gesteine mit n zwischen $7{\cdot}5$ und $5{\cdot}5$	
Reihe γ, Gesteine mit n zwischen $5{\cdot}5$ und $4{\cdot}5$	intermediäre Gesteine
Reihe δ, Gesteine mit n zwischen $4{\cdot}5$ und $2{\cdot}5$	Gesteine der Kalivormacht
Reihe ε, Gesteine mit $n < 2{\cdot}5$	

Es kann somit jeder Typus in 5 Parallelabteilungen zerfallen, so daß für die Gesteinsfamilien ein vollständiges Fachwerk entsteht, in dem jede auf ein Glied der Familie sich beziehende Analyse untergebracht werden kann. Die Bedeutung des Wertes n ist natürlich bei den verschiedenen Familien sehr verschieden, wichtig bei den alkalireichen, unerheblich bei den alkaliarmen Gesteinen; auch finden sich keineswegs für jeden Typus Vertreter in allen 5 Reihen.

Somit trägt das System Osann's tatsächlich den petrogenetischen, mineralogisch-strukturellen und chemischen Eigenschaften der Gesteine Rechnung; wenn er selbst es als „künstlich" bezeichnet, ist dieser Ausdruck dadurch gerechtfertigt, daß innerhalb der geologischen Hauptgruppe die auf mineralogisch-struktureller Grundlage beruhenden Gesteinsfamilien beibehalten wurden, und weil innerhalb dieser Gruppen die Reihung sich mehr oder minder automatisch-rechnerisch vollzieht. Andererseits zwingt die chemische Betrachtung der Glieder einer Familie doch auch zu manchen Änderungen in der Begrenzung der Familien: so müssen die Anorthosite von den Gabbros, die Urtite von den Nephelinsyeniten getrennt und als selbständige Familien behandelt werden. Besonders interessant ist die Rückwirkung dieser chemischen Untersuchung auf die mineralogische Definition der Diorite und Gabbros (22, S. 403 ff., spez. S. 425 ff.); Osann unterscheidet die Familien und ihre Untergruppen nach dem Kieselsäurequotienten und weist ähnlich wie Brögger (vgl. oben S. 236) der Dioritfamilie die sauren und intermediären Tiefengesteine mit vorherrschendem Kalknatronfeldspat zu, während die Gabbro- (resp. Norit-) familie die basischen Tiefengesteine mit vorherrschendem Kalknatronfeldspat umfaßt. Die Dioritfamilie zerfällt in die Untergruppe der Quarzdiorite, die ihrerseits die saure oder Tonalitreihe und die basische oder Granodioritreihe umfaßt, und in die Untergruppe der Diorite; in der Gabbrofamilie sind die beiden Untergruppen der Gabbros (resp. Norite) und der Olivingabbros (resp. Olivinnorite) chemisch nur sehr wenig unterschieden, wenn sich auch hier bei sehr reichlichem Gehalt an Orthosilikat eine basische Reihe abhebt. Die Anorthosite sind gegenüber Dioriten und Gabbros durch ihren niedrigen Wert für f charakterisiert.

Das System, das F. H. Hatch seinem Text-Book of Petrology (5. Aufl., London 1909) zugrunde legt, schließt sich vielfach an Brögger's Anschauungen an, so in der Zusammenfassung der Ganggesteine Rosenbusch's mit unabhängigen Intrusivmassen zur Gruppe der hypabyssal rocks, zu denen er übrigens auch den Pechstein

rechnet, und besonders auch in der wichtigen Stellung, die er den Monzoniten im System anweist. Sehr eigentümlich ist die große Ausdehnung der hypabyssischen Gesteine: zu ihrer aschisten Abteilung stellt er die Familien der Quarzporphyre, der Porphyre, der Porphyrite, der Dolerite, der Teschenite; unter den melanokraten diaschisten Gesteinen finden sich die Peridotite und Pyroxenite (letztere mit den Hornblenditen als Perknite zusammengefaßt): „they occur either as dykes or as marginal modifications of plutonic masses, and there can be little doubt that magmatic differentiation has played an important part in their origin“ (S. 211). Für die chemische Gliederung der geologischen Hauptklassen ist das Schema der Tiefengesteine sehr charakteristisch; HATCH unterscheidet (S. 153):

Scheme of Classification of the Plutonic Rocks.

	Alkali Series			Monzonite Series	Calc-alkali Series
	Feldspathoid Series	Soda Series	Potash Series		
Acid Group $SiO_2 > 66\%$		Soda-granite	Potash-granite	Adamellite	Granodiorite
Inter-Group SiO_2 66%—52%	Nepheline-syenite	Soda-syenite	Potash-syenite	Monzonite	Diorite
Basic Group $SiO_2 < 52\%$	Nepheline gabbro	Essexite	Shonkinite	Kentallenite	Gabbro

Ein Zusammenwirken aller Eigenschaften der Gesteine, wenn auch in ganz anderer Weise angewendet, ist ferner für G. LINCK's „Tabellen zur Gesteinskunde“ (3. Aufl. 1909, Jena) charakteristisch. Auch er bezeichnet sein System als „eigentlich künstlich“ und schickt der tabellarischen Übersicht ein Schema voraus, das im Sinne ROSENBUSCH's alle Eruptivmagmen als Spaltungsprodukte eines monzonitischen Urmagmas darstellt und sie in Alkalikalkgesteine und Alkaligesteine gliedert (Tabelle 3).

Die eigentliche Übersicht (Tabelle 4—6) nimmt zunächst die „gangförmigen Spaltungsprodukte der Tiefengesteine“ (BRÖGGER's diaschiste Ganggesteine) heraus, die auf Tabelle 6 für sich, in eine „Aplitische Reihe“ und „Lamprophyre“ zerlegt, nach ihrer Zugehörigkeit zu den Tiefengesteinen behandelt werden. Alle übrigen Eruptivgesteine, also mit Einschluß der aschisten Ganggesteine, werden in eine saure und eine basische Gruppe geteilt und in zwei Tabellen angeordnet; in der ersten stehen alle Gesteine, die mindestens so viel SiO^2 enthalten als zur Bildung von Feld-

spaten und Metasilikaten erforderlich ist (im Mittel mehr als 50—55% SiO^2), in der zweiten diejenigen mit geringerem Gehalt an SiO^2. Jede dieser Gruppen wird weiter zerlegt in solche mit herrschenden Alkalien ($Na^2Al^2O^4 + K^2Al^2O^4 \geq CaAl^2O^4$) und solche mit herrschenden alkalischen Erden. Die weiteren Abteilungen werden zunächst mineralogisch begründet, doch werden vorher die sauren Gesteine mit herrschenden Alkalien noch in Gesteine der Kalivormacht (mit herrschenden Kalifeldspaten) und in solche der Natronvormacht (mit Natronkalifeldspaten) zerlegt. Diese chemisch-mineralogisch charakterisierten Magmen werden sodann nach ihrem geologischen Auftreten (und der durch dieses bedingten herrschenden Struktur) unter Zugrundelegung des Schemas: Tiefengesteine, Ganggesteine, Ergußgesteine weiter gegliedert. Den auch praktischen Zwecken der Tabelle entsprechend wird bei den Ergußgesteinen schließlich das geologische Alter berücksichtigt.

Das System, das E. Weinschenk seiner „Speziellen Gesteinskunde" zugrunde legt (1. Aufl., 1905, S. 13ff., unverändert in der 2. Aufl., 1907, S. 8ff.), ist schon durch seine Hauptgruppen als mineralogisch-chemisches charakterisiert: neben Orthoklasgesteinen (I), Plagioklasgesteinen (II), Feldspatfreien Gesteinen (V), die in dem Roth-Zirkel'schen System alle Eruptivgesteine umfassen, finden sich bei Weinschenk als dritte Gruppe die Natrongesteine und als vierte die Spaltungsgesteine. Da zu den „Natrongesteinen" auch leuzitreiche, also kalireiche Gesteine gerechnet werden, entsprechen sie tatsächlich im wesentlichen der foyaitisch-theralithischen Reihe Rosenbusch's, ebenso wie die Gruppen I, II und V nur Gesteine der Alkalikalkreihe umfassen; aus beiden Reihen hat dann Weinschenk den größeren Teil der diaschisten Ganggesteine herausgenommen und sie, da er die Rosenbusch'sche Gruppe des Ganggefolges nicht anerkennt, mit einem Teil der früher zusammenfassend als Basalte bezeichneten Gesteine zu seiner Gruppe der Spaltungsgesteine vereinigt.

Diese Zerlegung der alten Basaltfamilie ist wohl der systematisch interessanteste Zug der Weinschenk'schen Anordnung. Die Ergußäquivalente der Gabbromagmen, die zu seiner Gruppe der Plagioklasgesteine gehören, nennt er bei Zurücktreten der Porphyrstruktur Trapp, bei porphyrischer Anordnung Melaphyr; mit ihnen vereinigt er ihre „Grünsteine", Diabas und Diabasporphyrit. In allen diesen Gesteinen spielt Olivin eine untergeordnete Rolle, Augit ist der wichtigste Gemengteil, Einschlüsse von Olivinfels fehlen, die Struktur ist bei Trapp

(und Diabas) vorherrschend ophitisch und intersertal; geologisch treten sie wesentlich in Decken auf und bilden die bekannten gewaltigen Massen (Westküste Englands über Island nach Grönland, Dekhan).

Als Basalte bezeichnet er die olivinreichen, durch Vorherrschaft des Olivin und Augit „anormalen“ und zwar lamprophyrischen Gesteine mit Olivinfels-Einschlüssen, vorherrschend porphyrischer Struktur, mit stets zurücktretenden farblosen Gemengteilen, unter denen der Plagioklas teilweise oder ganz durch Nephelin, Leuzit, Melilith, Sodalith und natronreiches Glas ersetzt werden kann. Sie sind gegenüber den „echten“ Basalten nur als untergeordnete Bildungen zu bezeichnen; eigentliche Lavaströme sind selten, meist finden sich kleine Kuppen und Putzen. Chemisch und mineralogisch charakterisieren sich diese Gesteine als lamprophyrische Alkaligesteine; sie werden daher mit den Kamptoniten vereinigt und zu den Spaltungsgesteinen gestellt.

Nach dem Ausspruch A. v. Humboldt's, der dem Ersten Teile vorausgeschickt wurde, hat die Geschichte der systematischen Nomenklatur insofern einige Wichtigkeit, als die Reihenfolge der herrschenden Meinungen sich darin abspiegelt — der Nachdruck liegt hierbei wohl mehr auf systematisch als auf Nomenklatur; die Probleme und Streitfragen, die sich mit der Systematik der Gegenwart beschäftigen, sind daher ein getreuer Spiegel des Standes unserer Wissenschaft überhaupt. Seit einer Reihe von Jahren ist jeder Zweifel daran, daß die Systematik die chemischen Verhältnisse der Gesteine berücksichtigen muß, verstummt; Meinungsverschiedenheiten bestehen nur darüber, ob man dem System der Gesteine ein System der Magmen zugrunde legen soll, ob man gezwungen ist, auf ein natürliches System zu verzichten und ein künstliches, ausschließlich auf chemischer Grundlage beruhendes an seine Stelle zu setzen, oder ob man hoffen darf, mit Hülfe der Chemie, sei es auf physikalisch-chemischer, sei es auf petrogenetisch-chemischer Grundlage, sich einem natürlichen System zu nähern. In jedem Falle stehen jetzt die chemischen Verhältnisse der Gesteine für alle Fragen der Systematik im Mittelpunkt, nachdem ihre Bedeutung in dem letzten Vierteljahrhundert immer zugenommen hat: dieser Umstand rechtfertigt die verhältnismäßig große Ausführlichkeit der vorstehenden Ausführungen und läßt hoffen, daß eine Darlegung aller Vorschläge, soweit sie dem Verfasser zugänglich waren, unter Berücksichtigung der ihnen zugrunde liegenden theoretischen An-

schauungen der Weiterentwicklung unserer Wissenschaft förderlich sein kann.

Als die letzten Zeilen dieses Aufsatzes geschrieben wurden, weilte Rosenbusch noch unter uns, und ich durfte hoffen, daß diese zusammenfassende Darstellung den Meister vielleicht veranlassen würde, mir gegenüber seinen Standpunkt zur Systematik erneut zum Ausdruck zu bringen. Jetzt muß an die Stelle des erhofften neuen ein alter, schon im Jahre 1880 ausgesprochener Satz Rosenbusch's über Grundlagen und Bedeutung der petrographischen Systematik treten (Neues Jahrb., 1880, II, -166-), dessen Richtigkeit die Entwicklung der Petrographie in mehr als dreißig Jahren bewiesen hat.

In seinen Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine von 1879 hatte Justus Roth die Ansicht vertreten, „daß unter den verschiedenen Arten der petrographischen Forschung, der geologischen, der chemischen und der mikroskopischen . . ., der erstgenannten der Vorzug gebührt, die beiden anderen gleichberechtigt seien". Im Gegensatz hierzu betont Rosenbusch: „jede dieser Methoden liefert für sich nur eine fragmentare Kenntnis und gewinnt ihre volle Bedeutung erst im Zusammenwirken mit den beiden anderen". Der Systematik selbst kommt seiner Auffassung nach die höchste Bedeutung zu; sieht man, wie er es tut, in ihr „den schematischen Endausdruck unseres gesamten, sicher konstatierten, petrographischen Wissensschatzes, so ist die Systematik auch Hauptaufgabe oder Endziel aller petrographischen Forschung".

Petrographische Provinzen.

Von

M. Stark,
Czernowitz.

Mit 4 Figuren.

Schon vor mehreren Dezennien wurde darauf hingewiesen, daß die Laven eines Eruptivgebietes gewisse Eigentümlichkeiten aufweisen, welche sich in manchen anderen Eruptivgebieten in der gleichen Art wiederfinden lassen (ZIRKEL, JUDD). Dieser Gedanke traf bereits zum Teil das, was heute unter petrographischer Provinz (JUDD, 1), Consanguinity (IDDINGS, 2), Gauverwandtschaft (LANG, 3) verstanden wird. Doch ließen sich die sehr allgemein gefaßten Analogien bei der im Entwicklungsstadium stehenden Petrographie begrifflich nicht scharf fassen.

Erst seit etwa 20 Jahren schälten sich aus den etwas vagen Vorstellungen präzisere chemische und mineralogische Züge bei einzelnen Eruptivgebieten heraus.

Entwicklung der Gesteinssystematik im Parallelismus mit der Erkenntnis gauverwandtschaftlicher Beziehungen.

Der Angelpunkt, um den sich alle die Gauverwandtschaft betreffenden Fragen drehen, liegt in der Differentiation eines Stammmagmas innerhalb ganz bestimmter Grenzen (2).

Für die Mannigfaltigkeit der Gesteinswelt in einem selbständigen Eruptivgebiet ward bekanntlich zuerst nicht der Zerfall eines Magmas in Teilmagmen angenommen, sondern eine Entstehung durch Mischung zweier Endglieder (BUNSEN). Doch schon einige Jahre später finden wir den Differentiationsbegriff in der Liquationsvorstellung DUROCHER's; freilich hielt diese Vorstellung den Zerfall eines bestimmten Magmas einmal in diesem Sinne, einmal in einem ganz anderen für möglich,

so daß jede Gesetzmäßigkeit in der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der entstehenden Teilprodukte in Abrede gestellt wurde.

Rosenbusch, der verewigte Meister, hat in der bedeutsamen Arbeit „Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine“ (4) die Unhaltbarkeit der Vorstellung eines solch regellosen Zerfalles eines Magmas dargetan und erwiesen, daß die Spaltungen im Magma bestimmten Gesetzen gehorchen. Rosenbusch hat gleichzeitig an einer großen Zahl sorgfältig ausgewählter Analysen einwandfrei und in Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen anderer Forscher festgestellt, daß es unmöglich sei, aus den Analysen der verschiedenartigen Gesteine eines Eruptivgebietes zwei Endglieder zu bestimmen, mittels derer man die einzelnen Typen der betreffenden Gesteinsreihe auch nur annähernd berechnen könne. Dagegen ließ zweckentsprechender Vergleich der Analysen erkennen, daß in manchen Gesteinen ein ganz bestimmtes Verhältnis einzelner Bestandteile unter starkem Zurücktreten der übrigen statthat. Solche Gesteine sind einer weiteren Spaltung abgeneigt, sie führen zur Vorstellung von Kernen. Aus der Kernhypothese Rosenbusch's tritt noch nicht die selbständige Entwicklung von Gesteinsreihen in dem Sinne von A gegen F oder A gegen C im Osann'schen Dreieck in den Vordergrund, doch wird aus der Erkenntnis einer Reihe von Gesetzmäßigkeiten der Mengenverhältnisse der Bestandteile und des Umstandes, daß gewisse Stoffe in schmelzflüssiger Lösung sich gegenseitig bedingen oder ausschließen, eine Grundlage für die Trennung selbständiger Gesteinsreihen geschaffen. Insbesondere führen dazu Erwägungen über die Entstehung der Ganggesteine der Tiefengesteinsmassive, die Polarität dieser Spaltungsprodukte und ihre gegenseitige Bedingtheit (5, 6).

Da bei dem Stand der Gesteinssystematik vor ca. 20 Jahren die Gesetzmäßigkeit in der Vergesellschaftung gewisser Eruptivgesteine nicht in den Vordergrund trat, die Systematik mit dem Anwachsen des Beobachtungsmateriales, besonders mit der Aufstellung zahlreicher neuer Typen in die Gefahr der Unübersichtlichkeit und des Verschwimmens der Gesteinsbegriffe geriet, suchte O. Lang eine taugliche Vergleichungsweise der Eruptivgesteine auf rein chemischer Basis.

Er weist auf die Eigentümlichkeit hin, daß trotz des Auftretens verschiedener Gesteinstypen in einer Gegend doch eine gewisse Verwandtschaft unter ihnen unverkennbar sei, wenn auch kräftig betont werden müsse, daß im Verlauf der geologischen Epochen eine Änderung des allgemeinen Gesteinscharakters oftmals eintrete. Diese regionale oder Gau-Verwandtschaft müßte — so schwebte ihm vor — in einem rein chemischen System seinen Ausdruck finden. Lang stellt in seinem System die Feldspatstoffe (K, Na, Ca) als am wichtigsten in den Vordergrund, als ebenfalls bedeutsam den Gehalt

an SiO_2. Lang's Systematik führte zwar nicht zum gewünschten Ziel: Herausschälung von Kollektiveinheiten (Gesteinsserien selbständiger Eruptivgebiete), weil in der Durchführung seines Systems manche ungeeignete Momente mitverwertet wurden, doch enthält sein Ideengang eine ganze Reihe von Punkten, welche wir zusammen mit den von Rosenbusch, Linck (7) und anderen ausgesprochenen Gedanken in späteren chemischen Klassifikationsversuchen wiederfinden. Lang's chemische Systematik griff auch weiter aus und war viel wertvoller als Klassifikationsversuche der Gesteine nur nach dem Gehalt an SiO_2. (Siehe hierzu auch 18, 22, 24.)

Die von Lang kräftig betonte Forderung, in erster Linie die von Haus (Herd) aus verschiedenen Eruptivmagmen entsprechenden Gesteine zu unterscheiden und die aus ähnlichen Magmen hervorgegangenen zusammenzustellen, weiter Rosenbusch's Vorstellung der gesetzmäßigen Spaltung der Magmen führte in der Folgezeit zu wesentlicher Klärung gauverwandtschaftlicher Verhältnisse.

So waren insbesondere C. Brögger's Forschungen im Christianiagebiet und dem vergleichsweise herangezogenen Gebiet von Predazzo hochbedeutsam (8, 9); sie haben die Anschauungen über Differentiationsprozesse ungemein erweitert. Die Kernhypothese Rosenbusch's faßte Brögger so, daß unter den Kernen stöchiometrische Verbindungen zu verstehen seien, welche bei der Differenzierung wandern und die, anders gesagt, direkt den Mineralen entsprechen, die sich in den Eruptivgesteinen vorfinden, eine Vorstellung, die unabhängig auch von Loewinson-Lessing entwickelt wurde. Brögger hat durch die Feststellung strenger Gesetzmäßigkeit des Verlaufs der Differentiation im Christianiagebiet ein klares Bild einer petrographischen Provinz geschaffen und so ebenso wie Rosenbusch wertvolle Leitlinien für den Ausbau einer geologischen Prinzipien entsprechenden Gesteinssystematik entworfen, denn es konnten die gleichen Gesteine, wie sie Brögger beschrieben, und die gleichen Gesetzmäßigkeiten in anderen petrographischen Provinzen festgestellt werden, deren Stammagma mit jenem des Christianiagebiets verwandt befunden wurde. Osann's (10), Kraatz-Koschlau's und V. Hackmann's (11) u. a. Studien bewegen sich in diesem Sinne.

Betreffen die letztgenannten Arbeiten Gesteine foyaitisch-theralithischer Magmen, so klären analoge Untersuchungen die Differentiationsvorgänge von Gesteinen auf, die granitodioritischen—gabbroperidoditischen Magmen entstammen (R. v. Horn 12, W. Schaefer 13, F. Becke 14).

Daß die durchgreifenden Verschiedenheiten dieser beiden großen Gesteinsgruppen, welche von Idding's auch mit dem Namen Alkaligruppe und Subalkaligruppe bezeichnet worden waren, immer allgemeiner erfaßt wurden, daran hatte Rosenbusch's dritte Auflage der Physio-

graphie der massigen Gesteine starken Anteil. Mehrmals wird auf die Unterschiede der beiden Reihen hingewiesen, insbesondere hervorgehoben, daß der Grund des Zusammenfassens von unzusammengehörigen Gesteinen seitens mancher Petrographen in dem Nichtauseinanderhalten der einzelnen Glieder in den Mineralsammelnamen Feldspat, Pyroxen, Amphibol usw. gelegen sei.

Ferner wird betont, daß nach chemisch-geologischen Gesichtspunkten eine Scheidung der Eruptivgesteine in große Reihen möglich sei, in die foyaitische und die granitodioritische, die eine kalkärmer, die andere kalkreicher, und in die gabbroperidoditische, welche da noch als sehr selbständig erscheint.

Außer den Arbeiten über Gesteinsserien kräftig individualisierter petrographischer Provinzen erwiesen andere Forschungen das Vorhandensein von Gesteinsreihen, welche weder durchgehends die Merkmale der foyaitischen noch die der granitodioritischen Reihe aufwiesen, welche im einen Fall mehr, im anderen weniger deutlich eine Mittelstellung zwischen diesen beiden Reihen verrieten. (Manche Gesteine der Columbretes (16), des Westerwaldes (Dannenberg), von Steiermark (17), von Predazzo und Monzoni (Broegger, Doelter, Romberg).

Die zahlreichen geologischen Untersuchungen in Eruptivgesteinsprovinzen waren ebenso fördernd für die Erkenntnis der gegenseitigen Verwandtschaft der zusammen auftretenden verschiedenartigen Gesteine wie die Klassifikationsversuche auf rein chemischer Grundlage. Lang's früher besprochene Versuche in dieser Richtung schliefen keineswegs ein, sondern wurden rastlos auf zum Teil geänderter Basis fortgeführt. Michel Levy (18), Broegger (9), Mügge (19), Becke (15, 16, 20), Loewinson-Lessing (21, 24) gebührt da gleiches Verdienst. Für die Zwecke, welche Gauverwandtschaft betreffen, kommen besonders die Darstellungen der Analysen in (9, 15, 16, 20) in Betracht.

Noch zweckmäßiger aber als die Vorschläge der genannten Forscher hat sich die Methode der Darstellung erwiesen, wie sie Osann (23) in seinem groß angelegten Klassifikationsversuch der Eruptivgesteine angewendet hat. Diese Darstellung beinhaltet einerseits die Kerne Rosenbusch's zum Teil, zum Teil läßt sie auch das von Lang betonte Verhältnis SiO_2 und der Feldspate respektive ihrer Vertreter in den Vordergrund treten. Aus den Darstellungen der Gesteinsfamilien, wie sie Osann gegeben hat, springt klar der selbständige Verlauf der Produkte der foyaitischen und jener der granitodioritischen Reihe in die Augen, ein Vorteil, der in dem schablonenhaften Fachwerk des Versuchs einer Klassifikation der Eruptivgesteine auf chemischer Grundlage seitens amerikanischer Forscher völlig verloren geht.

Becke's atlantische und pacifische Sippe der Eruptivgesteine.

Gestützt auf die bisher berührten Erfahrungen und Forschungsergebnisse ging Becke daran, die chemischen und mineralogischen Unterschiede zweier in ihrer Gesteinswelt verschieden gearteter Eruptivgebiete in möglichster Präzision zu fassen. Dazu wurden die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges, das seit einigen Jahren seitens E. Hibsch eine eingehende Erforschung erfahren hatte und der amerikanischen Anden gewählt (25).

Die chemischen Unterschiede der genannten beiden Eruptivgesteinsreihen werden vor allem festgelegt in der eingehend erläuterten Osann'schen Dreiecksprojektion und durch den Vergleich des SiO_2-Gehaltes. Letzterer wird ermöglicht durch Ordinaten, welche über den auf die Linie AF (a—f) projizierten Analysenorten des Osann'schen Dreiecks errichtet werden.

Es ergibt sich als grundlegender Unterschied zwischen den beiden Eruptivgebieten, daß die Andengesteine vor den Mittelgebirgsgesteinen ausgezeichnet sind durch die hohe Si-Zahl und durch höheren C-Gehalt, welch letzterer aber nach dem Gang der Rechnung der Ausdruck für einen relativ größeren Gehalt an Al ist. Ein durchgreifender Unterschied der beiden Gesteinsreihen im Gehalt an Na und K ist nicht vorhanden, doch zeigt sich im Mittel ein etwas höherer Gehalt an K bei den Mittelgebirgsgesteinen. Die Feststellung des Verhältnisses von Na + K zu Fe + Mg + Ca und zum Rest Si + Al läßt erkennen, daß die Ausdrücke Alkali- und Alkalikalk-Gesteine keine oder nur sehr beschränkte Berechtigung besitzen. (Übrigens besitzen auch viele typische Alkaligesteine sehr hohe Ziffern für CaO.)

Auf Becke's Darlegungen der Gesetzmäßigkeiten in der Differentiation und in der Ausbildung der Minerale in beiden Gesteinsreihen kann hier nicht eingegangen werden und es sollen später statt dessen die mineralogischen Unterschiede der beiden Reihen, wie sie sich aus Rosenbusch's Ausführungen und der Arbeit von Becke ergeben haben, angeführt werden in der Art, wie sie in dem Werke Harker's erscheinen (26). Von Becke wird für die Zusammenfassung jener Eruptivgebiete, welche chemisch und mineralogisch den böhmischen Mittelgebirgsgesteinen gleichen, die Bezeichnung atlantische Gesteinssippe vorgeschlagen, für die Vertreter der Andengesteine der Name pacifische Gesteinssippe. — Im folgenden wird der Begriff atlantisch etwas weiter gefaßt, indem unter die atlantische Sippe auch die im Mittelgebirge seltenen SiO_2-reichen Gesteine einbezogen werden, welche in anderen atlantischen Gesteinsprovinzen auftreten (Alkali-granit und -syenit usw.) im Sinne Rosenbusch's nebst den zugehörigen Gg.- und Eg.-Gesteinen. Der Begriff pacifisch wiederum wird in dem Sinne

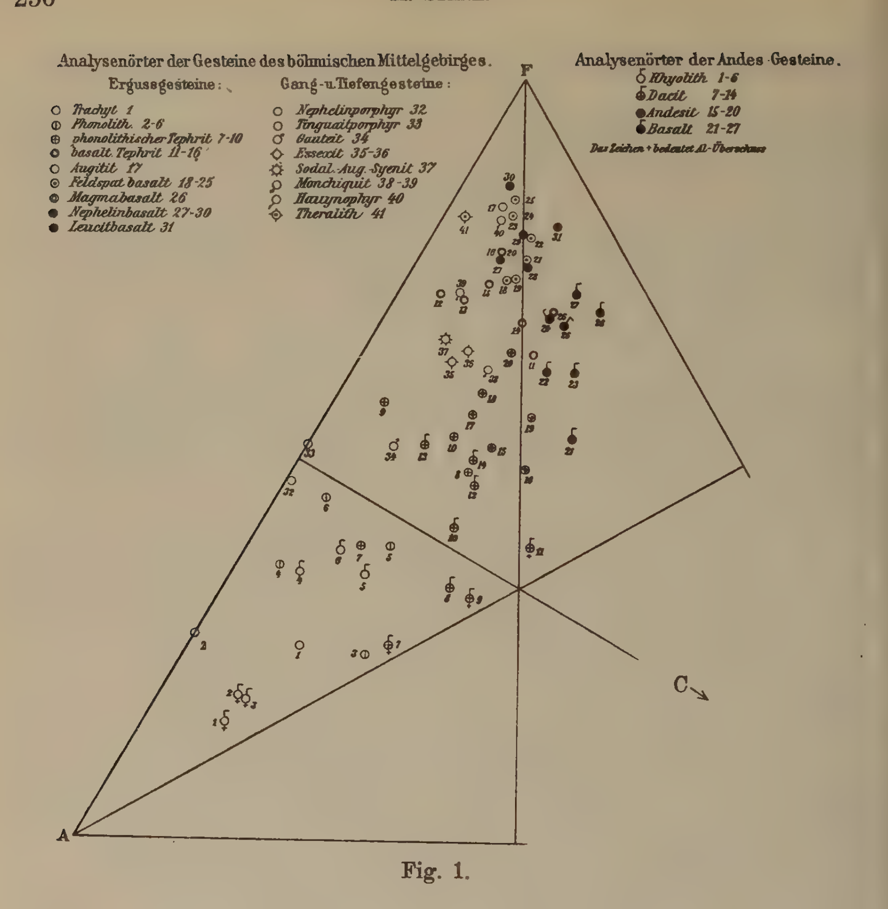

Analysenörter der Gesteine des böhmischen Mittelgebirges.
Ergussgesteine:
Trachyt 1
Phonolith 2-6
phonolithischer Tephrit 7-10
basalt. Tephrit 11-16
Augitit 17
Feldspatbasalt 18-25
Magmabasalt 26
Nephelinbasalt 27-30
Leucitbasalt 31
Gang- u. Tiefengesteine:
Nephelinporphyr 32
Tinguaitporphyr 33
Gauteit 34
Essexit 35-36
Sodal. Aug. Syenit 37
Monchiquit 38-39
Hauynophyr 40
Theralith 41
Analysenörter der Andes-Gesteine.
Rhyolith 1-6
Dacit 7-14
Andesit 15-20
Basalt 21-27
F
A
C

Fig. 1.

Fig. 2.

erweitert, daß er auch die basischesten Differentiationsglieder der gabbroiden Magmen (Peridotite, Pyroxenite usw. nebst ihren Effusiven) umfaßt. Der Begriff atlantisch und pacifisch wird aber n i c h t in dem geographischen Sinne gebraucht werden, wie er irrtümlich von manchen Petrographen gefaßt wurde, gemäß den Ausführungen HARKER's „atlantische" und „pacifische" Region der Erdoberfläche, wonach beispielsweise alle jungeruptiven Gesteine der Umrahmung und innerhalb des pacifischen Oceans als pacifisch bezeichnet sind; denn im Pacifik gibt es Eruptivgebiete mit atlantischer und andere mit pacifischer Sippe: den Begriffen wird vielmehr der Inhalt gegeben, wie es BECKE tat, nur in dem angegebenen Sinne erweitert. Die Begriffe werden auch für die entsprechenden Tiefen und Ganggesteine verwendet.

Die Frage des Unterschiedes der pacifischen und atlantischen Reihe findet weiter eine eingehende Berücksichtigung durch OSANN in seinen die gesamte Gesteinswelt umfassenden pretrochemischen Untersuchungen (27).

OSANN stellt darin folgende Verhältnisse bei den einzelnen Gesteinen fest:

$$SiO_2 : Al_2O_3 : (FeMgCa)O$$
$$Al_2O_3 : CaO : (NaK)_2O$$
$$Na_2O : K_2O$$
$$MgO : CaO.$$

Während die drei letztgenannten Verhältnisse zur Unterscheidung von Sedimenten von den Eruptivgesteinen von hervorragendem Werte sind, lassen sich wesentlich unterscheidende Momente der atlantischen und pacifischen Sippe finden, wenn das zweite Verhältnis mit dem ersten kombiniert wird.

Mineralogische Unterschiede.

Atlantisch.	Pacifisch.
Die Alkalifeldspate reichen weit gegen das femische Ende der Gesteinsreihe zu.	Die Alkalifeldspate reichen nicht so weit gegen das femische Ende der Gesteinsreihe zu wie bei den atlantischen Gesteinen.
Mikro- und krypto-perthitische Verwachsung im Feldspat ist häufig.	Häufige Zonarstruktur am Feldspat.
Feldspatvertreter sind nicht selten (Leucit, Nephelin, Sodalithgruppe, primärer Analcim, Melilith).	Feldspatvertreter fehlen.
Quarz trifft man nur in den sauersten Gesteinen.	Quarz findet sich in sauren und vielen neutralen Gesteinen.

Pyroxene[1]) und Amphibole sind gern alkalihaltig.	Pyroxen tritt als rhombischer Pyroxen, als gemeiner Augit, als Diopsid auf. Der Amphibol ist gemeine Hornblende.
Glimmer und Granat ist nicht selten.	Glimmer ist häufig nur in den mehr sauren Gesteinen.

Hinsichtlich der speziell bei der atlantischen Sippe häufiger auftretenden Minerale mit seltenen Erden sei auf Rosenbusch verwiesen.

Inwiefern auch Unterschiede zwischen den beiden Sippen in den gasförmigen Exhalationen und in der postvulkanischen Phase bestehen, läßt sich vorderhand noch nicht genau festlegen (28).

Wie Becke bemerkt hat, gibt es auch Eruptivgebiete, welche in ihrer Gesteinswelt in der Mitte zwischen den beiden Sippen gelegen sind. Solche Gebiete ohne einheitlichen Sippencharakter enthalten entweder nicht extrem differentierte Gesteine, deren Merkmale zwischen jenen der Gesteine der beiden Sippen schwanken oder solche Gesteine zusammen mit typisch atlantischen und pacifischen Gesteinen. — Von solchen Eruptivgebieten wird, wenn deren Gesteine in engem zeitlichen und räumlichen Konnex stehen, gesagt werden, daß sie predazzische[2]) Gesteinsserie besitzen. Diese Serie wird abgeleitet von einem intermediären Urmagma.

Die Gesteine einer atlantischen Provinz werden hergeleitet von einem atlantischen, jene einer pacifischen Provinz von einem pacifischen Stammagma.

Falls in einer atlantischen Provinz einzelne Gesteine mit pacifischen Merkmalen auftreten, die in engem Konnex zur großen Hauptmasse der atlantischen Gesteine stehen, so wird von Rekurrenz gesprochen werden. Für das Reziproke gilt das gleiche.

Manche petrographische Provinz läßt bisweilen in dem einen Areal eine bestimmte Gesteinsfamilie auftreten, in dem anderen nicht (schwarmweises Auftreten von Melilithgesteinen östlich vom Mittelgebirge, in Süddeutschland usw., oder Fehlen von Leucitgesteinen in der Rhön). In solchen Fällen wird von Spezialisierung oder von spezialisierten Gesteinen geredet.

Die Gesteine der Charnockit-Anorthositreihe, welcher Rosenbusch eine gewisse Selbständigkeit zuerkennt, sind im folgenden zur paci-

---

[1]) Rhomb. Pyroxene erscheinen normalerweise nur in den Gesteinen nahe dem F-pol.

[2]) Richtiger aber schleppend wäre predazzanisch. Den Ausdruck gemischte Provinz vermeide ich, weil damit oft die Vorstellung der Speisung des Vulkangebiets von zwei verschiedenen Herden verknüpft wird. — Es soll aber getroffen werden der Ursprung aus intermediären Magma und die Tendenz dieses Urmagmas, in die Gesteine der atlantischen und der pacifischen Sippe zu zerfallen.

fischen Sippe gezogen. Dabei soll erinnert werden, daß für solche Gesteine die Si-Ordinaten über AF (a—f) unzweckmäßig sind.

Im gleichen Jahre wie BECKE's Arbeit erschien eine Studie von PRIOR (404) über gauverwandtschaftliche Beziehungen der Gesteine von Britisch-Ostafrika und Abessinien zu jenen von Pantellaria, von den Canaren, St. Helena, Ascension und Aden. PRIOR wies weitgehende chemische und mineralogische Übereinstimmung nach und wählte nach einem kurzen Überblick über die tätigen Vulkangebiete der Erde zur Bezeichnung der zwei verschiedenartigen Gesteinsreihen gleichfalls die Namen atlantisch und pacifisch.

Verbreitung der pacifischen und atlantischen Sippe.

Es erwächst nun die Aufgabe, die Ergebnisse der Forschungen an Eruptivgesteinen in den letzten Jahren zu übersehen und zu prüfen, ob diese Ergebnisse die durch BECKE und ROSENBUSCH so nachdrücklich betonte Selbständigkeit der beiden Reihen bekräftigen oder nicht. Leider beschäftigen sich nur wenige Arbeiten direkt mit dem in Frage stehenden Thema und auch von diesen enthalten manche nur gelegentlich und verstreut kurze Hinweise. Daher müssen andere verwertbare Arbeiten herangezogen werden. Vornehmlich berücksichtigt konnten gemäß der Entwicklung der Petrographie nur solche der letzten 10 Jahre [1]) werden, dabei durften Untersuchungen in gauverwandtschaftlich gut bekannten Gebieten, welche nur Bestätigung des lang Erkannten brachten, übergangen werden. Auch sollen die angeführten Literaturnachweise nicht eine Aufzählung aller verwendeten Arbeiten geben, sie sind vielmehr oft nur ein Fingerzeig zu weiterer Orientierung. Für die nicht eigens angeführte Literatur, insbesondere für die ältere, gibt ROSENBUSCH's Physiographie IV. Aufl. hinreichende Auskunft.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die Zuweisung des einen oder anderen Eruptivgebietes in eine der drei früher genannten Abteilungen (pacifische, atlantische Sippe, predazzische Serie) von manchem Petrographen etwas anders vorgenommen werden würde (maßgebend war vor allem chemische und mineralogische Zusammensetzung, in zweiter Linie engere zeitliche und räumliche Association der Gesteine). Ebenso liegt es mit der Abgrenzung einer petro-

[1]) In einigen ausführlichen Arbeiten über Vulkane, öfters über solche, die in fernen Ländern oder Inseln gelegen sind und nicht selten ein ganz besonderes petrographisches Interesse verdienen, finden sich leider — obwohl die Autoren manchmal Geographen, ja selbst Geologen sind — kaum andere Angaben als Lavaströme, Bomben, Aschen, Schlacken usw. Für unsere Zwecke ist solche Arbeit wertlos.

graphischen Provinz in lateralem und temporalem Sinne. Die schwer formulierbaren, allgemein geologischen Erwägungen, die nach den am Schlusse angedeuteten Vorstellungen in Betracht kommen, lassen eine scharfe Abgrenzung einer petrographischen Provinz nicht immer zu.

Beginnen wir mit den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges. Im böhmischen Mittelgebirge schreitet die Vertiefung unserer Kenntnisse durch die unermüdliche Forschertätigkeit Hibsch's immer weiter fort. Hibsch's Untersuchungen hatten ja mit die Grundlage für die Becke'sche Sippenarbeit gegeben. Den Forschungen Hibsch's (29), welchem in letzter Zeit auch der Nachweis von Fluoritgängen als Folge der Eruption der Mittelgebirgsgesteine gelungen ist (30), haben sich in den letzten Jahren die in ganz einheitlicher Art durchgeführten Aufnahmsarbeiten jüngerer Forscher zugesellt (31—33), welche alle zahlreiche neue Belege für den ausgesprochenen atlantischen Typus der untersuchten Gebiete erbracht und die gleiche wechselvolle Eruptionsfolge gelehrt haben, wie sie früher durch Hibsch erkannt wurde. Hervorzuheben ist das nunmehr wiederholt festgestellte Auftreten des Rhönit in Mittelgebirgsgesteinen (Michl). Ausgesprochen atlantische Eruptiva wurden ferner studiert aus benachbarten Gebieten (34—38, 40). Neben den gewöhnlichen Mittelgebirgsgesteinen werden von H. Rühlmann (39) phonolithoider Andesitrachyt, Andesite trotz des Gehaltes an lebhaft pleochroitischen! Augit und Nephelin! genannt. Die letztgenannten Untersuchungen beziehen sich auf das östliche Mittelgebirge oder die östliche, respektive südöstliche Fortsetzung seiner Gesteinswelt. Hier ist noch hervorzuheben ein Beitrag von Scheumann (41) zur Gruppe Melilith-führender Gesteine, welche zuerst aus dem gleichen Gebiete von Stelzner beschrieben worden. Interessant ist da eine den Melilithbasalten verwandte Gesteinsserie, frei oder arm an Augit (bei Stelzner augitfreier Melilithbasalt zum Teil), reich an Melilith, Hauyn nebst den übrigen für Melilithbasalt häufigen Mineralien.

Vom Mittelgebirge nach Westen gelangen wir über die von Trenkler (42) beschriebenen Phonolithe und das durch das Theralithauftreten (43) bekannte Duppauer Mittelgebirge ins Karlsbader und Tepler Gebiet. K. Wohnig (44) behandelt aus dem Tepler Hochland trachytische und andesitische Ergußgesteine, welche aber nach der Beschreibung jedenfalls nicht pacifischen Trachyten und Andesiten gleichzustellen sind, denn gelegentlicher Gehalt an Akmit, an Ägirinaugit, an basaltischem Augit verweist sie in die atlantische Sippe, um so mehr als zusammen mit ihnen basische Gesteine mit Nephelin und Leucit auftreten. Für solche Gesteine ist der Name Trachyandesit gut am Platze. (Siehe hierzu Krehan's [45] Beschreibung atlantischer Gesteine aus der Umgegend von Karlsbad.) Basaltische Ergußgesteine des Tepler Hochlandes behandelt O. Pohl (46).

Über die zahlreichen Durchbrüche von Mittelgebirgsgesteinen im Erzgebirge, den sehr jugendlichen Kammerbühl (PROFT) und Eisenbühl mit ihren Melilith-Nephelinbasalten, dann die Durchbrüche verwandter Gesteine südlich vom Thüringer Wald gelangt man wieder zu einem zusammenhängenden größeren Eruptivgebiet, der Rhön. In den Aufbau dieses Gebirges haben vor allem H. BÜCKING's Arbeiten gründlich hineingeleuchtet (47, 48) neben mancher andern z. B. (49, 50). (Siehe hierzu auch SÖLLNER [51].) Die Gesteinswelt ist hier nicht so bunt wie im böhmischen Mittelgebirge — merkwürdig ist das Fehlen von leucitführenden Gesteinen — doch immerhin sehr mannigfaltig; sie trägt zumeist ausgesprochene atlantische Charaktere an sich. Von untergeordneter Bedeutung ist ein seltener Gehalt an Enstatit in manchen Basalten. Leucitmangel und Enstatit können als Andeutung einer Rekurrenz zur predazzischen Serie angesehen werden. Diese Rekurrenz verrät sich noch mehr in dem großen Basaltgebiet des Vogelsberges und auch anderen Orts in Hessen usw. (52, 53, 54). Insbesondere hat BAUER (55, 56) auf das Vorkommen von Enstatitbasalten hingewiesen. Die Ursache für die Bildung dieser Gesteine wie auch der vielfach angegebenen Feldspatbasalte dieser Gegend liegt zumeist in einer beträchtlichen Erhöhung von SiO_2.[1]) Doch haben eine ganze Reihe der basischen Gesteine daselbst auch sehr niedrige SiO_2-Ziffern. Bemerkenswert ist, daß sowohl SiO_2-reiche und -arme Gesteine in der Eruptionsfolge wechseln. Prüft man nun die chemischen Verhältnisse der relativ SiO_2-reichen Basalte in der Dreiecksprojektion, so tritt in vielen Fällen trotzdem eine unverkennbare Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe in Erscheinung durch die Lage des Projektionspunktes in oder nahe dem Streifen der Mittelgebirgsgesteine. Dies sowohl wie auch das Zusammenvorkommen mit deutlich ausgesprochen atlantischen Gesteinen rechtfertigt es, das Eruptivgebiet des Vogelsbergs und seiner weiteren Umgebung der atlantischen Sippe zuzuzählen mit dem Vermerk einer gelegentlichen Rekurrenz zur predazzischen Serie. Sehr anschaulich zeigt sich dieser Gegensatz der tertiären atlantischen Gesteine Hessens im Vergleich zu den dortigen alten Tiefen und zugehörigen Ganggesteinen in einer projektiven Zusammenstellung der Eruptivgesteine Hessens durch J. d'ANS (57). Für die Gesteine dieser Gebiete siehe auch 58 bis 66.

Speziell mit tertiären atlantischen Eruptiven des Odenwaldes beschäftigt sich eine Reihe von Arbeiten KLEMM's, BECKER's usw. (67

[1]) In der Lausitz und an manchen Orten des böhmischen Mittelgebirges kennt man rhombischen Pyroxen, Kerne im Augit bildend, oder lose in basaltischen Gesteinen, auch in solchen, die Nephelin führen. In den meisten Fällen stammen hier solche rhombische Pyroxene aus Olivinpyroxenknollen. In solchen Fällen handelt es sich eigentlich um Fremdlinge in bezug auf das jetzt einhüllende Gestein.

bis 69), wobei hervorgehoben werden soll Freudenberg's Geologie und Petrographie des Katzenbuckels (70), weil sie zeigt, wie mannigfaltige Produkte der Differentiation eines Magmas, wie verschiedenartige Strukturen auf engem Raume vergesellschaftet sein können. Die Analysenorte dieser mannigfaltigen Gesteinsarten im Osann'schen Dreieck geben ein Idealbild einer rein atlantischen Gesteinsserie. — Eine Reihe von Arbeiten fördert die Kenntnisse über die atlantischen Eruptivprodukte des Westerwaldes, insbesondere seiner Bimssteine und deren Sande. Neuere Untersuchungen in dem benachbarten gauverwandten Siebengebirge rücken auch die Gesteine dieses Gebietes einwandfrei in die atlantische Sippe ein infolge der Feststellung von Essexit, Monchiguit und Bostonit (71 bis 74). Dem nahe gelegenen

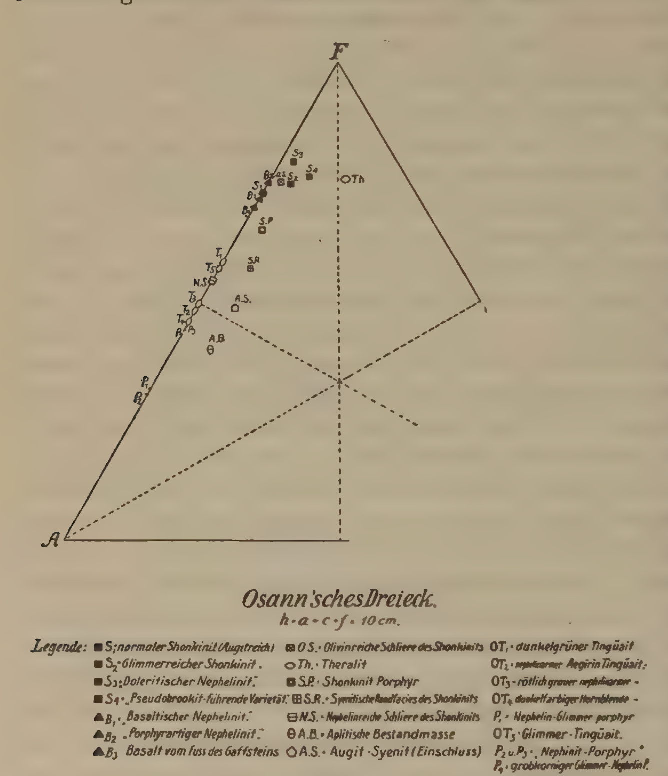


Fig. 3.

diluvialen Roderberg ist ebenso wie dem gleichfalls sehr jungen Kammerbühl usw. gemeinsam sehr basisches leucit- und nephelinführendes Gestein. Weder im Westerwald, noch im Siebengebirge, noch auch in der Eifel ist die Eruptionsfolge eine gleichartige (75). Für das letzte Gebiet sind hier zu erwähnen die tiefgründigen Arbeiten Braun's (76, 77), welche die komplizierten Bildungsvorgänge der viel umstrittenen Auswürflinge des Laacher Seegebietes erleuchten.

Ähnlich wie im Siebengebirge wurden in letzter Zeit auch im Kaiserstuhl Essexit und atlantische Ganggesteine nachgewiesen (78, 79).

Von den Arbeiten über die jungen atlantischen Gesteine Süddeutschlands soll BECKER's Studie über den Basalt des Wartenberges bei Geisingen hervorgehoben werden (80). BECKER ist nicht abgeneigt, den Umstand des sukzessiven Wechsels von Westen nach Osten: Nephelinbasalte im Kaiserstuhl, solche mit reichlichem Melilith im Hegau, typische Melilithbasalte in dem durch BRANCA's ausgedehnte Forschungen bekannten Tuffröhrengebiet Schwabens (81) darauf zurückzuführen, daß die Bildung melilithhaltiger Eruptivgesteine durch von ihren Magmen durchbrochene Sedimente von vorzugsweise kalkiger Natur wesentlich begünstigt werden möchte. (Es liegen aber doch wohl im Rheingraben [siehe hierzu Profil in LEPSIUS' Geologie von Deutschland, I] die gleichen Sedimente wie jene des Hegaus begraben.)

Rückblick.

Überblicken wir alle bis jetzt berührten tertiären Eruptivgebiete Böhmens, Schlesiens und Deutschlands, so ist für alle unverkennbar die Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe. Jedoch herrschen nicht überall gleiche Gesteine und es wird gelegentlich eine eigentümliche Spezialisierung sichtbar (häufige Ausbildung von Melilithgesteinen östlich vom Mittelgebirge im Gegensatz zu letzterem selbst, ebenso in Süddeutschland, Zurücktreten des Leucit in größeren Gebieten [Rhön]) oder es verrät sich eine Rekurrenz, ohne daß aber in letzterem Falle eine weitergehende Gesteinsserie der pacifischen Sippe geliefert wird [Vogelsberg].

Die im Verlauf der Entwicklung petrographischer Wissenschaft so mannigfachem Wechsel der Auffassung unterworfene Gruppe der Diabase, in welcher lange Zeit sehr verschiedenartige Gesteinstypen untergebracht waren, erfuhr in den letzten Jahren gleichfalls manche interessante Klärung.

ERDMANNSDÖRFER und FLINKH gingen daran eine Scheidung dieser in Deutschland oft auftretenden Gesteine in atlantische und pacifische vorzunehmen. Es gelang in manchen dieser Diabase der Nachweis von Ägirinmänteln um die Augite, Arfvedsonit oder blaugrüner Hornblende, von Analcim, dessen Entstehung aus Nephelin als wahrscheinlich angesehen wurde. Durch diesen Umstand, dann durch den Chemismus und durch das Auftreten gemeinsam mit Keratophyren[1]) der atlantischen Sippe verraten diese Gesteine essexitischen Charakter. Für die Gegend des rheinischen Schiefergebirges erhält ERDMANNS-

[1]) Unter den Keratophyren finden sich zweifellos atlantische und pacifische Typen.

dörfer mit Einordnung gewisser mitteldevonischer Diabastypen der Lahn- und Dillmulde in die Essexit-Theralithreihe direkt das Bild einer vollständigen Gesteinsserie: Quarzkeratophyre, Keratophyre und Lahnporphyre, essexitähnliche Diabasgesteine, Pikrite (82).[1]) Bei Erdmannsdörfer erscheint noch keine scharfe Trennung der Vorkommnisse nach dem Alter. Diese ist zusammen mit dem Gewicht detaillierter mikroskopischer Beobachtungen und zahlreicher chemischer Analysen bei Braun's und einigen anderen Forschern durchgeführt bei den devonischen Eruptivgesteinen im Gebiete der Lahn und Dill (83—88). Hier ergibt sich folgendes. Die körnigen Gesteine des unteren Mitteldevons sind als eine ihrem Alter und ihrem Ursprung nach zusammengehörige Reihe zu betrachten, deren Endglieder Amphibolpikrit einerseits, Essexit andererseits sind. Der Essexit unterliegt dabei einem starken Wechsel im Mineralbestand, so daß unterschieden werden können Essexit, Essexitdiabas, Analcimdiabas, Glimmerdiabas, Hornblendediabas. Aber auch die sauren Gesteine dieses Gebietes, die Lahnporphyre weisen so viele mineralogische und chemische Merkmale der atlantischen Sippe auf (hierher ist auch das bekannte Gestein von Rupbachtal zu zählen), daß sie folgerichtig dieser Serie zugezählt werden müssen.

Im Gegensatz zu diesen mitteldevonischen essexitischen (atlantischen) Diabasen stellen die Diabase des Oberdevon Typen der eigentlichen (pacifischen) Diabase dar. Hier fehlt so gut wie vollständig primäre Hornblende und Biotit, zumeist fehlt auch Olivin; dafür tritt manchmal primärer Quarz auf. Aus diesen Diabasen entwickeln sich auch hier gelegentlich Pikrite, doch tritt in solchen (pacifischen) Pikriten primäre Hornblende stark zurück oder fehlt. Als Endglieder der Differentiation sind hier anzusehen einerseits saurer Feldspatdiabas (respektive als äußerstes Spaltungsprodukt nach dem sauren Pol hin Diabasaplit), anderseits Pikrit.

Im Oberdevon ist also die pacifische, im Mitteldevon die atlantische Sippe ausgebildet.

Brauns gibt allen Eruptiven des Devons des betreffenden Gebietes einen gemeinsamen Ursprung und wird damit auf monzonitisches Urmagma geführt; die erste Spaltung in der Tiefe lieferte einen essexitischen und gabbroiden Magmaherd. Aus jedem Herd entwickelte sich die große Zahl der Gesteine der zugehörigen Sippe.

---

[1]) Das in der Arbeit Erdmannsdörfer's und auch bei anderen Autoren angegebene Merkmal der Auskristallisation des Pyroxens vor Plagioklas als Charakteristikum für solche essexitverdächtige Diabase muß mit Vorsicht gebraucht werden. Diese Ausscheidungsfolge kommt auch bei pacifischen Gesteinen vor. Ob Plagioklas vor Augit ausgeschieden wird oder umgekehrt, hängt in erster Linie vom Mengenverhältnis dieser beiden Komponenten im Gestein ab (s. dazu in Stark 89, 90).

Mit den Diabasen und Pikriten des Fichtelgebirges und des Vogtlandes hat sich außer FLINKH noch RIMANN (91), UHLEMANN (92) und WEBER (93) beschäftigt. Letzterer hat zwar in diesen Gesteinen keinen Nephelin und Analcim nachweisen können, vermutet aber aus dem Mikroperthit und starkem Kaligehalt mancher Diabase essexitischen Charakter.

Hier sei noch an die Bearbeitung einiger anderer alter Eruptivgesteine Deutschlands erinnert (94—97).

Die Tiefengesteine Süd-Mittel-Deutschlands und des böhmischen Massivs, die zumeist als Folge der großen karbonischen Bewegungen der Erdrinde zur Intrusion kamen, sind so ziemlich durchgehend pacifische Gesteine. Das genaue Alter der einzelnen Granitstöcke läßt sich freilich nur selten angeben und die Vergleichsmöglichkeit auf weite Streken hin leidet darunter. Jedenfalls bieten die einzelnen zusammenhängenden Stöcke und Massive vorzügliche Beispiele für Differentiationen der pacifischen Sippe.

Die Vogesen mit ihren Stöcken von Granit, Diorit usw. zeigen auch die zugehörige Ganggefolgschaft (98).

Über die überaus mannigfaltigen Tiefengesteinstypen von pacifischem Charakter im Schwarzwald und die zugehörige Ganggefolgschaft handeln neben Arbeiten SAUER's und anderer die Arbeiten 99 und 100.

Im Odenwald haben die genetischen Verhältnisse der dort sehr wechselvoll ausgebildeten pacifischen Tiefengesteine mehrfache Deutung gefunden (101—106). Die verschiedenen dort unterscheidbaren Granite haben auch je ihre eigenen aplitischen und pegmatitischen Nachschübe. Die massenhaften, höchst mannigfaltigen Ganggesteine, auch die dortigen älteren Effusiva schlagen nie aus der pacifischen Sippe. Der Gegensatz, der so zu den späteren tertiären Eruptionen vorhanden ist, ward schon früher berührt (57).

Im Harz liefert uns ein reiches Beobachtungsmaterial unterstützt durch zahlreiche Analysen ein ausgezeichnetes Beispiel einer pacifischen Differentiationsserie (107—110). Diese wurde durch ERDMANNSDÖRFER in einer projektiven Analysenzusammenstellung sehr anschaulich dargelegt. Beistehende Figur aus ERDMANNSDÖRFER's Arbeit spricht mehr als viele Worte. (Zu 3× sei bemerkt, daß es sich da um einen syenitischen Einschluß [orthoklas- und biotitreich, quarzarm] handelt. Neben der Fundortsangabe steht jedesmal die OSANN'sche Zahl s. Unter den Gesteinen des Harzes, die noch älter sind, als die hier in Frage stehenden, gibt es auch atlantische Typen.)

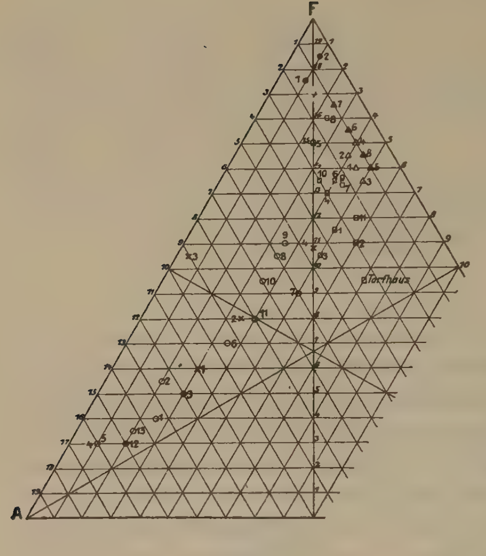


Fig. 4.

I. Granite und Granodiorite, z. T. (○).

1.	Kerngranit	80·12
2.	Granitporphyr	79·42
3.	Mikropegm. Granit, Birkenkopf	79·12
4.	Ilsensteingranit	81·95
5.	Aplitischer Ilsenstein-granit	82·18
6.	Augitgranit, Huyseburger Häu	76·15
7.	Augitgranit, vord. Schmalenberg	73·16
8.	Augitgranit, Ilsetal	72·50
9.	Augitgranit, Birkenkopf	72·98
10.	Hornblendegranit, Ilsetal	68·84
11.	Desgl.	73·66
12.	Hornblendegranitporphyr, Plessenburg	81·94
13.	Augitführender Granit, Meineckenberg	82·23

II. Granitische Einschlüsse (⨯).

1. Renneckenberg	77·55	3. Gruhe	68·64
2. Tannenklinz	76·74	4. Huyseburger Häu	68·36

III. Diorite und Biotitaugitgabbro (□).

1. Quarzdiorit, vord. Schmalenberg	68·58	7. Biotitaugitgabbro, Hippeln	57·94
2. Quarzdiorit, Gruhe	66·11	8. Biotitaugitgabbro, grobkörnig, Hippeln	56·75
3. Quarzdiorit, Silberborn	63·95	9. Biotitaugitdiorit, Ferdinandstal	57·94
4. Quarzdiorit, Ole Padde	63·27	10. Biotitaugitgabbro, Riefenbachtal	58·67
5. Biotitaugitgabbro, Bielstein	60·06	11. Biotitaugitdiorit, Koleborn	60·09
6. Biotitaugitgabbro, Elfenstein	58·78		

IV. Gabbro (△) und Olivingabbro (▲) bzw. -norit.

1. Gabbro, Radautal	54·91	5. Norit, Baste	50·69
2. Gabbro, Kl. Rabental	56·35	6. Olivingabbro, Kunstmannstal	51·35
3. Augitnorit, Lohnbach	53·22	7. Olivingabbro, Kl. Hasselbach	48·15
4. Glimmernorit, Pferdediebsklippe	51·96	8. Olivinnorit, Ob. Radautal	47·89

V. Peridotit und Pyroxenit (●).

1. Glimmerperidotit, Kaltes Tal	40·27	2. Bronzitfels, Abbearm	48·12

Die zu wiederholtenmalen untersuchten Stöcke von Granit samt dessen Dependenzen (111) im Fichtelgebirge, dem westlichen und östlichen Erzgebirge samt dem Kaiserwald gehören allesamt der pazifischen Sippe an. Die einzelnen Granitvorkommnisse sind allerdings stark verschieden (112—115). Besonders soll da genannt werden der

Granit des Eibenstocker Massivs (Erzgebirgsgranit), mit dem noch andere Granite des Erzgebirges, Kaiserwaldes und Fichtelgebirges nahe verwandt sind. Hier zeigt sich schwache Rekurrenz zur predazzischen Serie, ohne daß aber die typischen Merkmale der atlantischen Sippe zur Geltung kommen, so daß möglicherweise auch nur ein sehr saures Differentiationsglied der pacifischen Sippe vorliegt. Analyse und Mineralbestand deuten darauf hin. Speziell im Zusammenhang mit den basischeren, stellenweise dioritisch entwickelten, im Kaiserwald vorwiegenden Graniten (Gebirgsgranit) wurde das gegenseitige Verhältnis dieser Granite in chemischer und mineralogischer Hinsicht vom Autor geprüft.

Die gegenüber den zuletzt behandelten Graniten viel älteren (abgesehen von jüngeren Graniten usw., vortertiären Effusivgesteinen) Gesteine des sächsischen Granulitgebietes bieten in ihren höchst mannigfaltigen, allerdings noch vielfach hinsichtlich ihrer Zusammengehörigkeit strittigen Differentiationsprodukten gleichfalls das Bild einer pacifischen Gesteinsserie dar (116). Bergt (117) sucht diese Gesteine in genetische Beziehung zu den benachbarten Pyroxenquarzporphyren zu bringen.

Die Arbeiten Stutzer's (118) und Sauer's (119) über den Pechstein und Porphyr von Meißen berühren weniger gauverwandtschaftliche Beziehungen, wohl aber Sauer's frühere Forschungen in diesem Gebiet.

Böhmens und der angrenzenden Gebiete gewaltige Massen der Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Peridotite nebst den zugehörigen Ganggesteinen und Effusivgesteinen gehören zur pacifischen Sippe. Alter und Aussehen der verschiedenen Glieder der einzelnen Familien ist allerdings nicht immer gleich. Oft ist karbonisches oder permisches Alter erwiesen.

Abgesehen von den pacifischen Graniten und Syeniten in der Nähe der Elbe im südlichen Sachsen und den älteren pacifischen Gesteinen, die in dem Untergrund der Mittelgebirgsgesteine auftreten, wurden die ausgedehnten Granitgebiete und ihre zugehörigen Ganggesteine im Iser- und Lausitzer Gebirge von verschiedenen Seiten dem Studium unterzogen (120, 121, 40). Ob sich in einem von Voigt als Camptonit beschriebenen Ganggestein eine Rekurrenz zeigt, kann nicht entschieden werden (122).

Die südlich den für oberdevonisch gehaltenen mannigfach differenzierten gabbroiden Gesteinen von Volpersdorf und Neurode (123) gelegenen syenitischen Gesteine nächst Glatz (124) gehören ebenso zur pacifischen Sippe, wie das metamorphe als oberkarbonisch angesehene Diorit- und Gabbromassiv von Zöptau mit seiner reichen Ganggefolgschaft (125). Für dieses Gebiet s. a. (126) und Flinkh,

der alte, vermutlich (siehe hierzu die Diskussionsbemerkungen in der Arbeit) atlantische Gesteine erwähnt (191).

Eine sehr eingehende und umfassende Behandlung haben durch L. Milch die Granite des Riesengebirges zum Teil auch des Isergebirges nebst ihrer Ganggefolgschaft erfahren (127—130). Eingehend wird von diesem Forscher auch der Gang der Differentiation studiert und für alle in Betracht kommenden Gesteine die Zugehörigkeit zur pacifischen Sippe klar erwiesen.

Das gleiche gilt für die alten Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine auch in anderen Gebieten Böhmens (Ronsperg 131, Plan 132, Böhmerwald 133, 134, in Innerböhmen 135, 136, 137, besonders im östlichen Böhmen, wo Hinterlechner's Aufnahmsarbeiten gleichzeitig Probleme der Differentiation verfolgen (138, 139) und durch zahlreiche Analysen C. v. John's gestützt werden. Diesen zum Schluß behandelten böhmischen und Riesengebirgsgraniten gegenüber zeigt der Granit der Brünner Intrusivmasse eine etwas andere Ausbildung. Über dieses Gestein und seine sehr mannigfaltigen Differentiationsprodukte handelt eine weitgreifende Untersuchung von F. E. Suess und C. John (140), welche nachweisen, daß diese Gesteinsserie von den früher genannten Graniten durch einen höheren Gehalt an Na_2O sich unterscheidet, trotzdem aber zur pacifischen Sippe gehört. Mit der Fortsetzung dieses Gesteinszuges nach Südwesten beschäftigen sich Arbeiten von Mocker und Reinhold (141, 142). Auch von Mocker wird der verschiedene Charakter dieser Gesteine gegenüber dem im Westen gelegenen Rastenfelder Granit betont, welcher den früher besprochenen Graniten Böhmens anzureihen ist. Dieser Granit setzt ebenso wie die granitischen Gesteine im Westen und manche der südböhmischen Granite in dem ausgedehnten kristallinen Schieferkomplex auf, der in der Nähe von St. Pölten beginnend durchs niederösterreichische Waldviertel nach Norden zieht und dessen überaus mannigfaltige Orthogesteine (darunter auch die Charnockit-Anorthositreihe, welche wir in Sachsen wiederfinden) ebenfalls der pacifischen Sippe zuzuteilen sind (Becke usw. 143–146). Analoges gilt für die Orthogesteine in den kristallinen Schieferkomplexen Böhmens, speziell für die basischen Glieder in Westböhmen. Ebenso wie in Böhmen erscheinen auch im niederösterreichischen Waldviertel in der Gesellschaft der Granite pacifische Ganggesteine (147, 148). Die von Weber und A. Frenzel behandelten Gesteine von Hauzendorf dürften doch wohl nur Rekurrenz darstellen (149).

Abseits von den besprochenen Gebieten, im Osten, nahe Krakau hat Z. Rozen (150) an vermutlich permischen pacifischen Laven (Quarzporphyre und Melaphyre), welche Daciten und Hypersthenandesiten nahestehen, ein Beispiel einer unvollendeten magmatischen Differentia-

tionsreihe besprochen. — Pacifisch sind auch die alten Orthophyre von Zalas bei Krakau

Hier sollen auch noch die der Kreide zugehörigen Teschenite bei Teschen usw. Erwähnung finden, Vorläufer der nicht sehr weit entfernten tertiären atlantischen Gesteine, ferner die atlantischen Limburgite aus der Hohen Tatra (Kreutz).

Rückblick.

Übersehen wir noch einmal das besprochene, nördlich von den Alpen und Karpathen gelegene Gebiet, so zeigt sich, wenn wir absehen von vordevonischen Massengesteinen, die, soweit bekannt ist, fast ausschließlich (Harz) pacifisch sind, im Mitteldevon in einem Teil Deutschlands deutlich die atlantische Sippe, worauf auf weite Strecken hin durchaus die pacifische Sippe zur Geltung kommt (Hauptmasse der Granite usw., deren effusive Äquivalente wir über den gleichen weiten Bereich als Quarzporphyre im Permokarbon finden, ferner Porphyrite Melaphyre, Diabase usw., alle gelegentlich rhombischen Pyroxen führend).

Eine weitere Epoche eruptiver Tätigkeit setzt nach untergeordnetem Vorläufer (Teschen) im Tertiär ein. Auch hier sehen wir über einen ausgedehnten Rindenteil (von der Eifel bis nach Süddeutschland und über das westliche Böhmen bis nach Schlesien) durchaus die gleiche Sippe entwickelt, sehr oft am gleichen Rindenteil, der früher die pacifische Sippe geliefert hat. Ob gelegentlich angedeutete Rekurrenzen in der Sippe (Eibenstocker Granit und Verwandte, atlantische tertiäre Eruptiva am gleichen Ort; atlantische Sippe im Mitteldevon des Lahngebietes, hernach pacifische Sippe, Nichteinsetzen größerer permokarbonischer eruptiver Tätigkeit, dafür Rekurrenz in den atlantischen Gesteinen des Vogelsbergs und seiner weiteren Umgebung, auch im Siebengebirge) korrespondieren, kann eine denkbare Annahme sein, die aber bei der Verfrachtungsmöglichkeit der Erdkruste in bezug auf den Erdkern und die wahrscheinliche allgemeine Abkühlung des Erdballs viel an Gewicht verliert.

Im ganz Großen ist im bis jetzt besprochenen Gebiet der Grundzug zuerst pacifisch, dann atlantisch gewahrt.

In dem von den Karpathen eingerahmten Gebiete herrschen tertiäre Eruptiva, die durchwegs der pacifischen Sippe zugehören. Als kretazische Vorläufer, zum Teil auch als direkte Tiefenfacies der tertiären Gesteine selbst können die jüngeren Diorite der Karpathen (Banatite, ferner Tonalite usw.) angesehen werden (Schemnitz, Morawitza, Cziklowa usw.). Über solche reich differenzierte Tiefengesteine aus dem Krasso Scörenykomitat, siehe 151.

Durchaus abweichend von diesen Gesteinen verhält sich das Eläolithsyenitgebiet von Ditro, über dessen bunte Zusammensetzung und mannigfaltige Ganggefolgschaft Berwerth einen interessanten Überblick gibt (152). Siehe hierzu auch (153). Diese atlantischen Gesteine setzen zwar in Glimmerschiefern resp. Phylliten auf, dürften aber gemäß ihrem Erhaltungszustande nicht sehr alt sein, sicher sind sie jedoch älter als Tertiär.

Über die bekannten foyaitischen Gesteine, die aus der ungarischen Tiefebene bei Fünfkirchen auftauchen, handelt eine eingehende Studie von Mauritz (154). Die Gesteine werden der unteren Kreide zugewiesen.

Gegenüber diesen beiden und den später zu berührenden atlantischen Gebieten zeigen die granitischen Gesteine der kleinen Karpathen die Differentiationsfolge der pacifischen Sippe (155, 156). Ähnlich verhalten sich die übrigen alten Tiefen und Ergußgesteine Ungarns, Siebenbürgens, Kroatiens, ferner der Bukowina und der rumänischen Karpathen. Siehe hierzu auch (157).

Bis jetzt wurden Beispiele von Eruptivgebieten besprochen, welche ausgesprochenen Sippencharakter zeigten, höchstens gelegentliche Rekurrenzen.

Das Eruptivgebiet von Gleichenberg ist nun ein solches ohne einheitlichen Sippencharakter. Der Aufbau dieses kleinen aber hochinteressanten Gebietes hat vornehmlich Sigmund durch sorgfältige Forschungen klargelegt (17). Es sind vorhanden trachytische, andesitische (oft mit Hypersthen) und rhyolithische Gesteine, ferner Feldspatbasalte, Nephelin-basalte und -basanite, hauynreiche Nephelinite und Limburgite. Diese Gesteine lassen in der Osann'schen Dreiecksprojektion eine Mittelstellung zwischen der atlantischen und der pacifischen Sippe erkennen, wie eine Zusammenstellung von Becke lehrt (158).

Man erhält folgende Zusammensetzung:

Grenzen von	Mittelgebirge			Gleichenberg			Ungarn-Siebenbürgen		
a—f	*a—f*	*c*	*Si*	*a—f*	*c*	*Si*	*a—f*	*c*	*Si*
≧10	10	0	51·3	10·6	3·0	69·5 [1]	11·3	1·8	70·9
5 bis 10	7·9	2·2	56·2	—	—	—	—	—	—
0 bis 5	1·9	1·6	51·2	—	—	—	2·9	3·8	66·2
0 bis 5	— 3·1	2·1	50·1	— 2·3	3·7	56·9 [2]	— 3·0	4·6	61·0
— 5 bis —10	— 8·5	2·4	46·4	—	—	—	— 7·5	4·3	54·3
—10 bis —15	—12·6	2·0	41·9	—10·3	2·5	42·8 [3]	—11·7	4·3	48·9
$>$—15	—15·3	1·7	42·7	—	—	—	—	—	—

[1]) Rhyolith, Schaufelgraben.
[2]) Mittel dreier Andesite.
[3]) Mittel von Nephelinit und Basanit.

Zuerst erscheinen die mehr sauren pacifischen, viel später die basischen Gesteine. Diesen letzteren verwandte ältere basaltische Gesteine finden sich weiter im Osten im Bakonywald. — Im Gleichenberger Gebiet herrscht also predazzische Serie.

Vielleicht sind in diesem am Alpenrand liegenden Eruptivgebiet von Gleichenberg für den immerhin kräftigen Wechsel des Sippencharakters die horizontale Bewegung der Kruste zusammen mit dem Umstand kräftigen Niedersinkens der Kruste verantwortlich zu machen. So sehen wir denn auch südlich davon auf dem höher liegenden Rindenteil Smrkoucgebirge und von da nach Ost pacifische Effusiva (Kispatič 159). Diese letzteren Gesteine könnten möglicherweise, wie von verschiedenen Seiten betont wurde, mit den später zu besprechenden Tiefengesteinen des Bachergebirges, Eisenkappel usw. fort nach Westen in Zusammenhang gebracht werden.

Die in den letzten Jahren in den Alpen immer festeren Fuß fassende Deckentheorie macht dieses Gebiet für gauverwandtschaftliche Untersuchungen zu einem schwankenden Boden. Andererseits ist bei dieser Theorie die Verwandtschaft eventuell auftretender Eruptiva stark in Rechnung gezogen worden; dabei ist nicht immer genügend im Auge behalten worden, daß einem Eruptivum, besonders einem metamorphen, nur mit vielem Vorbehalt eine Art Fossilcharakter zuerkannt werden kann.

Wir begegnen höchst divergenten Meinungen über das Alter sehr vieler Eruptiva in den Alpen. Nur einige Arbeiten seien dafür angeführt (160—181).[1]

Immerhin lassen sich gewisse Gruppen als gleichartig und vermutlich auch im Alter nahestehend zusammenfassen, so insbesondere der Großteil der periadriatischen Massengesteine, ferner die Zentralgneise usw., doch ist es noch nicht an der Zeit, größere allgemeine Zusammenfassungen zu machen.

Es sollen vielmehr nur einige Gebiete herangezogen werden, welche eine kräftige Differentiationsfolge mit deutlichem Sippencharakter zeigen und in letzter Zeit studiert sind.

Da sind vor allem zu nennen die Zentralgneise in den Hohen Tauern, so der Hochalm-Sonnblickkern (Becke, Berwerth, Kober und der Autor), der Granatspitzkern (Löwl), der Kern der Zillertaler Alpen (Becke, Löwl, Weinschenk, Sander).

[1]) Bei der Erschließung des Alters einer granitischen Masse aus Einschlüssen von Granit im Quarzporphyr ist große Vorsicht nötig. Abgesehen von der Möglichkeit des Einschließens älterer Granite des Untergrundes besteht auch noch die Möglichkeit der Verwechslung mit endogenen Bildungen des Quarzporphyrs.

In allen diesen Kernen zeigen sich mannigfach differenzierte ursprüngliche Tiefengesteine mit reichlichem Ganggefolge, wobei der pacifische Sippencharakter durchaus gewahrt bleibt. Alle diese Gesteine sind jetzt zu kristallinen Schiefern umgewandelt.

Es sollen weiter erwähnt werden als pacifisch die körnigen Gesteine des Wechsels in N.-Ö. (161), die alten Orthogesteine und Massengesteine der Schladminger Masse, ebenso jene aus dem Vintschgau (182, 183), dem Aar-, Gotthard-, Tessinermassiv usw. (186, 187, 180, 181, 184, 185), dem Montblancmassiv (Duparc und Mrazec) und den übrigen Massen- und Orthogesteinen der Westalpen, obwohl allen diesen Gesteinen eine verschiedene petrographische und Altersstellung zukommt, insbesondere den Graniten der äußeren Alpenzone.

Eine Rekurrenz zur atlantischen Sippe berührt Fischer (186); eine solche dürften auch die karbonischen Eruptiva der Umgegend des Pelvouxmassives darstellen und die seitens Termier's u. a. (188) als Alkaligranite bezeichneten Gesteine des Massivs selbst. Manche der karbonischen Intrusivmassen des Briançonnais führt Termier auf ein monzonitisches Stammagma zurück (189).

Von atlantischen Gesteinen abzuleitende Glaukophangesteine des Val de Bagne beschreibt Grubenmann (190). (Siehe hierzu 322 u. 191): die Bildung blauer Hornblende in metamorphen Gesteinen muß mit Reserve für die Entscheidung, ob pacifische oder atlantische Gesteine vorliegen, beurteilt werden). — Endlich soll hier noch der in Grauwacken aufsetzende Ortho-Riebeckitgneis von Gloggnitz (Kayserling) Erwähnung finden (192).

In Zusammenhang mit einigen von den früher genannten pacifischen Gesteinen werden gebracht manche Quarzporphyre der Alpen, denen permisches Alter zuerkannt wird. Es sollen gleich hier die weiter südlich gelegenen permischen Quarzporphyre des Luganer Gebiets Erwähnung finden und das besonders ausgedehnte permische Quarzporphyrgebiet von Bozen, dessen mannigfach differenzierte Gebilde eine eingehende Gliederung von Trenner (169) und eine gründliche Bearbeitung von Wolff gefunden haben (170, 193, 194). Diesen Quarzporphyr hält Trenner jünger als den Granit der Cima d'Asta.

Unweit von diesen letztgenannten vortriadischen Gesteinen liegt das klassische Gebiet von Predazzo und Monzoni. Auf verhältnismäßig engem Raume findet sich eine Unsumme mannigfaltigster Gesteine. Einige Namen mögen angeführt sein: Melaphyr, Augit- und Plagioklas-Porphyrit, Hornblende-, Pyroxen-, Olivin-, Quarz-Monzonit, Olivingabbro, Labradorfels und Pyroxenit, Alkalisyenit, Essexit-Shonkinit-Theralith-verwandte Gesteine, Granit, Nephelinsyenitporphyr und Orthoklasporphyr, Camptonit und Monchiquit. Die ausgedehnten Melaphyr-, Porphyrit-Gesteine dieser Gegenden bringen nicht alle

Forscher in engen Konnex mit den Predazzo-Monzonigesteinen. Die Fülle heterogener Gesteine dieser Gebiete läßt es begreiflich erscheinen, daß die Zahl der Forscher, die sich diesem Gebiet gewidmet haben, ungemein groß ist. Nur wenige dieser Arbeiten seien genannt (9, 195—210). Trotz der Fülle der geleisteten Arbeit stehen aber immer noch eine Reihe von Fragen offen, auch die des Alters. Die letzt geäußerten Meinungen besagen tertiär (208) oder triadisch (209). Vortertiäres Alter nimmt auch Doelter an.

Nach den Darlegungen der oben genannten Arbeiten findet die große Mannigfaltigkeit an Gesteinen in diesem Gebiet ihre Erklärung in der Annahme eines monzonitischen Urmagmas, das eine Mittelstellung zwischen atlantischer und pacifischer Sippe einnehmend einmal Typen liefern konnte mehr mit dem Charakter der pacifischen Sippe, dann wieder mehr atlantische Typen oder endlich Typen ohne deutlich ausgesprochenen Sippencharakter. Der Autor möchte meinen, daß auch die Massenverschiebungen in der Erdkruste nicht ohne Einfluß geblieben sein werden. Die eigentümliche Mittelstellung dieser Gesteine in chemischer Hinsicht kommt sehr gut in der Osann'schen Dreiecksprojektion zur Geltung: daher der Ausdruck predazzische Serie.

In Beziehung zu den Gesteinen von Predazzo können vielleicht Gänge gebracht werden, die bei Recoaro (Nephelinnoseanbasalt 211, im Vicentin 212) aufsetzen. Auch hier besteht große Schwierigkeit in der Altersfrage. Maddalena plädiert für vortertiäres Alter der atlantischen Gänge. Verwandte Gänge werden von Gümbel von Roveredo erwähnt. — Hier mag auch noch das allerdings von hier ziemlich weit entfernte Titanaugit- und Nephelin-führende Ganggestein von Pontresina (213) erwähnt werden.

Im Gegensatz zu den oben besprochenen, oft hoch metamorphosierten Massengesteinen der zentralen Alpen tragen vielfach oder durchaus primären Eruptivgesteinscharakter die mannigfachen pacifischen Eruptivkomplexe, die sich nahe der Dinaridengrenze finden. Auch über ihr Alter herrscht noch keineswegs Übereinstimmung. Vielfach wird tertiäres Alter angenommen. In sehr wechselvollen Differentiationsgliedern erscheinen diese Komplexe im Bachergebirge (214, 215) bei Prävali und Eisenkappel, im Polinikgebiet, im Iseltal, in der Rieserfernergruppe (216). Insbesondere dieses Gebiet ist gründlich studiert worden von Becke. Eine ähnliche Bearbeitung erfuhren der mit dem letztgenannten Gebiet sehr nahe verwandte Granitzug bei Mauls (217), der Brixener Granit (218, 171), der allerdings von dem letztgenannten Granit nach Termier durch eine tektonische Linie getrennt sein soll, dann die mannigfach differenzierten dioritischen Gesteine Klausen's (219), die Tonalite des

Iffinger und Ultentales mit seinen Ganggesteinen (220, 221, 222), schließlich die mächtige Masse des Adamellostockes, in dem ein ungemeiner Reichtum petrographischer Typen herrscht, wie Salomon durch langjährige Forschungen und ebenso Trenner gezeigt haben (173—176), siehe hierzu auch (223). Dem Alter verwandt scheinen (177, 179) noch körnige Massengesteine im oberen Veltlin zu sein (Mt. Disgrazia) 224, 225, ferner der vielgenannte Zug basischer Gesteine von Ivrea (12, 13) und die körnigen Gesteine von Biella und Traversella. — Reich ist die Zahl der Ganggesteine, die nicht nur in diesen großen Eruptivkörpern selbst, sondern auch im Nebengestein, oft weit nördlich von der Dinaridengrenze aufsetzen und mehr oder minder deutlich die Zugehörigkeit zu den Hauptgesteinskörpern erweisen (außer den genannten Arbeiten 226—233).

Eine eigenartige Stellung nehmen die Ophiolite, die pietre verdi (Franchi u. Novarese, Lotti, Issel, Parona, Stefani usw.), ein (234, 235), einerseits wegen ihrer weiten Verbreitung in den Alpen und nördlichen Appenninen (sie erscheinen auch in der Basilicata), wo sie für die Tektonik von so hoher Bedeutung wurden, bis weit in die Balkanhalbinsel und nach Griechenland hinein, andererseits infolge ihrer petrographisch charakteristischen Züge. Auch sie sind mit den Gesteinen der Dinaridenlinie verwandt, ja sie werden vielfach direkt mit ihnen in Zusammenhang gebracht; doch widersprechen dem manche italienische Forscher.[1]) Die grünen Gesteine des Appennin sind zumeist jünger als jene der Alpen.

Einen klaren Überblick über das chemische Verhältnis der Zentralgneisgesteine der Hohen Tauern gegenüber noch älteren pacifischen Ortho- und Massengesteinen der Ostalpen und gegenüber den jugendlichen Gesteinen der Dinaridenlinie gibt Becke durch Verarbeitung reichen Analysenmaterials (236). Diese Zusammenstellung läßt insbesondere klar den pacifischen Charakter dieser genannten großen Gruppen gegenüber den mehr atlantischen Gesteinen von Predazzo und Monzoni erkennen.

Haben wir nahe der Grenzlinie der Dinariden in den tonalitischen Intrusionen mit ihren mannigfaltigen Dependenzen ausgezeichnete Beispiele für die pacifische Sippe kennen gelernt, so ist vielleicht in genetische Beziehung zu bringen das Gebiet effusiver pacifischer Eruptiva in den Colli Berici und den Euganeen. — Eine Reihe von Arbeiten der letzten Jahre behandelt diese Gebiete und läßt den pacifischen Charakter klar hervortreten (237—247). Dem Autor sind insbesondere die verwirrend mannigfaltigen Gesteine der Euganeen bekannt (248 bis 551, 89), die trotz ihres petrographisch stark wechselnden Charak-

[1]) Die in Ligurien und Piemont gelegentlich auftretenden Jadeite lassen nach der Gesteinsassoziation nicht auf atlantische Sippe schließen.

ters (von SiO_2-reichen — SiO_2-armen Gesteinen) nicht aus der Sippe schlagen. Nur gelegentlich macht sich eine schwache Neigung zu predazzischer Serie bemerkbar (249). Atlantisch darf aber nicht gedeutet werden spurenhaft vorhandener Ägirin (Hlawatsch 251), wenn er wie der Autor gezeigt hat, in dem einen oder anderen Fall mit Sicherheit als direkte Folge der Assimilation sehr saurer Feldspate (Fremdlinge) durch sehr basisches Magma nachweisbar ist.

Die Eruptionsfolge der Euganeengesteine ist sehr wechselnd.

Den Euganeen gegenüber sind die Colli Berici im Gesteinscharakter monotoner (basaltische Gesteine).

Rückblick.

Werfen wir noch einen Überblick über das Gebiet der Alpen und Karpathen, so muß vorerst betont werden, daß lokal benachbarte Eruptivgesteine nur mit großer Vorsicht nebeneinander gestellt werden dürfen.

Das fließende Deckenland der oberen Partien der Erdkruste ließ sich durch die aus der Tiefe dringenden Massengesteine natürlich nicht festnageln, sondern nahm vielfach die Eruptiva mit sich fort. So liegen diese denn jetzt nicht mehr über jenem Herdgebiet, das sie erzeugt hat, sondern sind oft in nächste Nähe oder direkt in Massengesteine geraten, die aus einer in lateraler Hinsicht ganz anderen Magmazone geliefert wurden. Umgekehrt erfolgen Intrusionen und Ergüsse an Rindenteilen, die ursprünglich an ganz anderem Orte lagen.

Für die Dinariden speziell nimmt allerdings Kossmat (178) in einer weitgreifenden Abhandlung an, daß sie nie im großen Stil über alpines Terrain vorgedrungen sind.

Immerhin läßt sich für das Gebiet der Alpen und Karpathen sagen, daß die ältesten Eruptiva pacifisch sind, daß aber später an vereinzelten Orten atlantischer Einschlag erfolgt (Südalpen, Gloggnitz, Gleichenberg, Bakonywald, Fünfkirchen, Ditro). Dieser atlantische Einschlag dauert nur selten bis ins Tertiär (Gleichenberg) meist wird er wieder durch die pacifische Sippe abgelöst. Solche Gesteine erscheinen in Ungarn, wohl auch in den Alpen bereits in der Kreidezeit: sie sind Vorläufer für die späteren tertiären pacifischen Effusiva, deren Tiefenfacies am Innenrand des Karpathenbogens auch schon stellenweise sichtbar wird, insbesondere scheint das gleiche zu gelten für die pacifischen Tiefengesteine nahe der Dinaridenlinie.

Die Fortsetzung der Alpen, der Appennin, gleichfalls Deckenland, hat abgesehen von den pietre verdi wenig Massengesteine, nur im ligurischen Massiv (Termier und Boussac) und ferner in Kalabrien

erscheinen alte Massengesteine in größerer Menge, zum Teil metamorphosiert und so nach Nord-Sizilien fortsetzend. Diese Gesteine sind pacifisch. Pacifischer Sippencharakter bleibt noch gewahrt in den im Tertiär erstehenden Liparischen Inseln, im Ätna und im Gebiet südlich davon. Während in den Liparen sehr verschiedenartige Differentiationsglieder der pacifischen Sippe erscheinen, wahren die Ätnalaven einen monotonen Charakter bis in die Jetztzeit (252). Dagegen bereitet sich in den Liparen, welche in letzter Zeit von mehreren Forschern studiert wurden (neben Cortese und Sabatini insbesondere von Bergeat, 253, 254), eine Änderung des Sippencharakters vor (255) und zwar allem Anschein nach nicht sprunghaft, sondern allmählich wie das Mengenverhältnis der Stoffe der jüngsten Gesteine zeigt.

Der pacifische Sippencharakter der älteren liparischen Gesteine geht klar aus der übersichtlichen projektiven Darstellung hervor (90). Auf diese pacifischen Effusiva folgen in geologisch jüngster Zeit Alkalitrachyte (Volcano) und Leucitbasanite und -basalte (Volcano und Stromboli). Damit schließt sich die atlantische Magmenzone, wie sie in Mittelitalien herrscht, der pacifischen an.

Eigentümlich ist das Verhalten im SiO_2-Niveau in den Laven des von den Liparen am weitesten abstehenden Ustica (90 und Martelli). Diese Eigentümlichkeit kommt auch dem Ätna zu. Doch deuten die Projektionspunkte der basischen Ätna- und Usticagesteine im Osannschen Dreieck unzweifelhaft auf pacifische Sippe. Vielleicht leitet die berührte Eigentümlichkeit hinüber zu der atlantischen Sippe auf Pantellaria (Förstner) und Linosa. In Mittelitalien herrscht jetzt durchwegs die atlantische Sippe: nicht nur am Westrand, sondern auch am Ostrand (der Stirnregion) des Appennin (Mt. Volture) und stellenweise auf seiner Höhe.

Eine Reihe von Untersuchungen der letzten Zeit, vornehmlich italienischer Forscher, bestätigt den atlantischen Charakter aller in Frage kommenden Gebiete: Bolsena-See, Viterbo (Mercalli 256), Mt. Cimini (Fantappie, Mercalli 257), L. d. Bracciano, Albaner Berge, Mt. Ernici (Viola 258), Roccamonfina, Umgebung von Neapel, Ponzainseln, Ischia. Insbesondere erfährt der Vesuv ein sorgfältiges Studium. Aus den zahllosen Arbeiten über diesen Vulkan sei hervorgehoben, daß in den chemisch ziemlich eintönig entwickelten Vesuvlaven gelegentlich Einschlüsse von mannigfach gearteten Differentiationsgliedern gefunden wurden und zwar in Tiefen- und Effusivfacies. Lacroix hat diesen Einschlüssen des Vesuvs besondere Aufmerksamkeit zugewendet (259, 260. Siehe hierzu auch 261 und 262). Es ist bemerkenswert, daß in den phlegräischen Feldern die Leucittephrite im Osten, die phonolithoiden Leucittephrite im Westen vorherrschen.

Analog Süditalien sind auch in Mittelitalien in früherer Zeit pacifische Gesteine gefördert worden. Abgesehen von den schon früher genannten grünen Gesteinen sei erinnert an den von Capellini studierten Oligoklasit vom Mt. Cavaloro, an die von D'Achiardi, Lotti u. a. (263) bearbeiteten tertiären Granite Elbas, die verwandten von Lotti erforschten granitischen Gesteine der Gegend von Campiglia maritima jene v. Mt. Cristo und Giglio. Insbesondere aber mögen hervorgehoben werden die benachbarten liparitischen Gesteine, welche im westlichen Toskana und im nördlichsten Teil der Provinz Rom auftreten, die Andesite von Capraja, welche Gesteine von D'Achiardi, Matteuci, Lotti, de Stefani u. a. studiert wurden. Diese pacifischen Effusiva ebenso wie die pacifischen von Williams, Bucca und Riva letzter Zeit bearbeiteten Toscanite erinnern bei den ausgedehnten Vorkommnissen atlantischer Gesteine in Mittelitalien einigermaßen an die Eruptionsfolge von Gleichenberg.

Auf Korsika und Sardinien erscheinen als südliche Verlängerung des Alpenbogens alte pacifische Granite usw., die der äußeren alpinen Zentralzone gleichzusetzen sind. Diese Granite werden nach Termier, Deprat und Verrier auf Korsika an zahlreichen Stellen durchbrochen von jüngeren körnigen atlantischen Gesteinen (264, 265). Im Karbon von Osani wurden Trachyte und Andesite mit Hypersthen nachgewiesen (266). Permisch sind die Quarzporphyre im Nordwesten. Die auch auf Korsica vorkommenden grünen Gesteine (pacifisch) sind nicht älter als Oligocän. Die Sippenfolge ist also eine komplizierte.

Weitreichende vulkanische Durchbrüche erscheinen auf Sardinien insbesondere im nordwestlichen Drittel. Hier herrscht predazzische Serie; denn nicht alle Produkte dieser Vulkangebiete, welche sich in der Grabensenkung zwischen dem ostsardinischen Bergland und den Horsten im Südwesten und Nordwesten der Insel entwickeln, zeigen einen ausgesprochenen Sippencharakter. Manche der dortigen Gesteine gleichen jenen des Gleichenberger Vulkangebietes: einerseits Liparite, Hypersthen führende Andesite und Basalte, andererseits Rhyolithe mit Ägirinaugit, Alkalitrachyte, Phonolithe, Trachydolerite, basaltische Gesteine mit Leucit.

In geologischer und petrographischer Hinsicht wurden diese Vulkangebiete besonders in den letzten Jahren durchgearbeitet. So erfuhr der komplizierte Aufbau des Mt. Ferru durch Doelter, Dannenberg und Deprat Aufklärung. Hier herrschen vornehmlich trachytische und basaltische Gesteine recht verschiedenen Alters, doch erscheint auch Nephelin und Nosean gelegentlich in manchen Gesteinen, den Schluß bilden Leucit führende Gesteine (267—271). Die Tendenz von pacifisch zu atlantisch zeigt sich auch gelegentlich weiter im Norden der Insel (272—275). Ein ähnlicher petrographischer Zug prägt sich

auch in den Laven des Südens von Sardinien und auf San Antioco und San Pietro aus (276). Zu Sardinien siehe auch die in letzter Zeit erschienenen Arbeiten Washington's (531).

Eine weitreichende petrographische Provinz im Mittelmeer glaubte Washington auf Grund reichlichen Titangehaltes der Eruptiva erschließen zu dürfen. Es muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß sowohl in der atlantischen Sippe als in der pacifischen sehr TiO_2-reiche Gesteine auftreten, so daß TiO_2-Gehalt allein keine Richtschnur gibt. Siehe hierzu auch Crook.

Rückblick.

Wo sich für das Studium der Folge der beiden Sippen in Italien Gelegenheit bietet, folgt auf die pacifische Sippe die atlantische. Gleiches gilt für Sardinien. Auf Korsika liegen die Verhältnisse komplizierter.

Die französischen Vulkangebiete nehmen zu den Alpen eine ähnliche tektonische Stellung ein wie die tertiären atlantischen Eruptiva Schlesiens, Böhmens und Deutschlands; mit diesen sind sie auch direkt in Zusammenhang zu setzen.

Auch sie gehören der atlantischen Sippe an, doch prägt sich gelegentlich in den Produkten der drei Haupteruptionsgebiete eine Rekurrenz aus und erinnert so an manche Gebiete Westdeutschlands. So wird vom Plomb du Cantal Phonolith, Trachyt, Andesit und Labradorit genannt, auch Monzonit und Essexit kennt man (280). Ebenso mehren sich die Funde von rein atlantischen Gesteinen vom Mont Dore, wo nach Michel Levy zwei Zentren vulkanischer Tätigkeit zu unterscheiden sind. Während der atlantische Sippencharakter in dem einen dieser Zentren weniger kräftig ausgesprochen ist, wird er kräftig im zweiten unterstrichen durch Phonolithe, Tephrite und durch das Vorkommen von Arfvedsonit in Quarz führenden Trachyten (281—283).

Noch deutlichere atlantische Züge weist die Gesteinswelt des Puy de Dôme auf. Neben [atlantischem] Trachyt, Andesit, Basalt und neben Domit[1]) erscheint Olivinnephelinit und -tephrit, ferner Teschenit (284, 285). Auch Sodalith- und Hauyngesteine, Nephelinite und Phonolithe werden aus diesem Gebiete beschrieben (286). Schwache atlantische Gesteine scheinen die Basalte mehr im Osten zu sein (287).

Diesen tertiären atlantischen Gesteinen stehen in Frankreich zahlreiche ältere Massengesteine gegenüber, die zu sehr verschiedenen

[1]) Domit fällt in der Dreiecksprojektion und in der Si-ordinate zwischen die beiden Sippen.

Zeiten gefördert wurden und fast ausschließlich pacifisch sind, doch wurde bei Clermain im Kulm Leucittephrit festgestellt. Jedenfalls aber geht den atlantischen Gesteinen die pacifische Sippe in schwerer Masse voraus.

Bei einem allgemeinen Überblick über die tertiären und noch jüngeren Massengesteine des bis jetzt behandelten Gebietes muß es als bemerkenswert bezeichnet werden, daß zu gleicher Zeit auswärts der Stirnregion der alpinen Decken die atlantische in der Wurzelregion und noch weiter außerhalb in den Alpen und Karpathen fast ausschließlich die pacifische Sippe herrscht.

Unter dem mittleren Apennin liegt eine atlantische Magmenzone, unter dem südlichen und unter Sizilien eine pacifische, welch letzterer eine atlantische folgen wird. Beim mittleren Appennin ist bemerkenswert, daß ein Unterschied der Sippe in Stirn und Wurzelregion nicht besteht, doch war weiter im Norden vor der atlantischen zeitlich nicht viel früher die pacifische entwickelt. Etwas ähnliches bereitet sich in den östlichen Liparen vor. Liparen und Pantellaria nebst Linosa verhalten sich zur sizilianischen Kette (auch tektonisch) wie die Alpen und Karpathen zu den nördlichen und nordwestlichen atlantischen Gesteinen und zu den pacifischen in Oberitalien und Ungarn Überraschend ist, daß der eigenartigen tektonischen Stellung Korsika Sardinien auch eine Mittelstellung der vulkanischen Produkte entspricht.

Als die Ursache der starken Differenzierung der körnigen Massengesteine in den Pyrenäen wird ausgedehnte Assimilation des stofflich sehr wechselnden Nebengesteins angenommen (288—290). Sonderbar mutet da dann das strenge Verharren der Gesteine, insbesondere auch zahlreicher Ganggesteine in der pacifischen Sippe an. Gegen diese übertriebene Betonung der Aufschmelzung der Sedimente durch Granit und der daraus resultieren sollenden Änderung des Gesteinscharakters in den Pyrenäen wendet sich denn auch mit Recht Adams (291). Über den Granit von Haya und den (atlantischen?) Granit von Labourd s. a. 294. Bekanntlich liegt im Norden der Pyrenäen das kleine atlantische Gebiet junger körniger Gesteine von Pouzac. Die auf der Südseite der Pyrenäen liegenden Vulkane Kataloniens haben atlantische Typen geliefert, dagegen sind die von Barrois mit der Pyrenäenfaltung in Zusammenhang gebrachten als Kersantite beschriebenen eocänen Gesteine von Asturien pacifisch.

Ein großer Teil des westlichen Drittels der iberischen Halbinsel, insbesondere der Nordwesten wird von zumeist alten, doch auch nachpaläozoischen pacifischen Graniten, Dioriten usw. eingenommen; daß

aber schon frühzeitig auch atlantische Typen zur Förderung kamen, beweisen atlantische Orthogneise der Provinz Alemtejo (Osann, Brandão) und Galicien.

Den Tescheniten nahe Lissabon wird postcretacisches Alter zugeschrieben (292), dem Eläolithsyenit der Serra de Monchique (11) postculmisches. Fraglichen Alters sind die Nephelinbasalte Galiciens (Macpherson). Jüngere atlantische Effusiva sind auch aus dem zentralen und östlichen Spanien bekannt, so in der Gegend der Mancha, der Serrania de Cuenza, in Nuévalos (Quiroga). Atlantisch sind auch die Gesteine der Columbretes (16); sie nehmen aber bisweilen eine Mittelstellung ein und erinnern so an die Gesteine des Rheinischen Siebengebirges. Nur untergeordnet sind die atlantischen Vorkommnisse nahe Chartagena und der weiteren Umgebung von Cabo de Gata (Cabeço de la Tia Laura usw., Vera, Osann), verbreiteter jene von Fortuna (293) und Iumilla. Die Hauptmasse aber der jungen Effusivgesteine von Chartagena und Cabo de Gata sind nach Osann's Forschungen pacifisch, auch die Gesteine der Insel Alboran (14, 15) und manche der benachbarten afrikanischen Küste. In den letztgenannten Gebieten von Cabo de Gata und Chartagena scheint analog Italien eine temporale Veränderung des Sippencharakters eingetreten zu sein.

Ein wiederholter Wechsel der Sippen ist auf den britischen Inseln nachgewiesen. Nach Harker (siehe dort die zugehörige Literatur) sind in Großbritannien die aus den ältesten geologischen Epochen stammenden Gesteine pacifisch. — Wenig jünger als die kambrischen Schichten von Assynt sind die atlantischen Tiefengesteine des westlichen Sutherlandes und von Ross. — Während im Devon in Schottland und Irland die pacifische Sippe herrscht, scheint ein Einschlag in die predazzische Serie im südwestlichen England gewesen zu sein. — Im unteren Karbon fördert Schottland und Irland wieder atlantische Gesteine, zu denen auch in Beziehung gesetzt werden können analoge, in Gängen auftretende Gesteine in den Orkneys. Pacifisch dagegen sind die Effusiva des mittleren Teils von England. — Wiederum wechselt der Sippencharakter in dem südlichen Teil von Schottland im Oberkarbon (pacifisch). Analoge Sippe zeigen die dem Alter nach nicht immer genau fixierbaren, meist permokarbonischen Gesteine von Cornwall und Devon, welcher sich mit wechselndem Charakter anreihen jene des tieferen New Red-Sandstein des Exeter Distrikts usw. — Pacifisch sind endlich die im Norden der britischen Inseln weitverbreiteten tertiären Effusiva.

Ein großer Teil von Skandinavien und Finnland wird beherrscht von alten, vielfach archaischen Massengesteinen. Abgesehen von pacifischen granitischen (vielfach metamorphen) Gesteinen sind hier auch zu nennen weite Areale der Glieder der Charnockit-Anorthositreihe. Vornehmlich Kolderup hat die mannigfachen Differentiationsglieder dieser Reihe uns näher gebracht (295).

Das Alter der auf der skandinavischen Halbinsel, auf Finnland und Kola durch Brögger, Goldschmidt, Hackmann, Högbom, Kolderup, Ramsay, Törnebohm u. a. Forscher studierten Gesteine der atlantischen Reihe ist im Einzelfall nicht immer sicher (296). Vielfach aber sind diese Gesteine jünger als viele von den früher genannten alten pacifischen Gesteinen (Christiania, Ragunda, Norrakörr, Alnö usw.), bisweilen viel jünger (Schonen), wo Leucit- und Nephelingesteine erscheinen.

Einen Einblick in das Gewirr der schwedischen älteren und jüngeren granitischen Gesteine gewährt die Zusammentragung und Verarbeitung zahlreichen Analysenmaterials durch Holmquist (297).

Eine Scheidung in einzelne Typen ist schwer. Manche Granite jedoch, insbesondere manche Rapakiwigesteine springen klar und selbständig hervor, auch manche Gebiete mit Alkaligesteinen (Ragunda, Wirbo). Holmquist vergleicht alle diese schwedischen Granite in Dreiecksprojektion hinsichtlich des Verhältnisses von K : Na : Ca ferner von Ca : Mg : Fe. Weiter werden graphisch in einem rechtwinkligen Koordinatensystem dargestellt das Verhältnis Ca : (Ca + Na + K) der einzelnen Gesteine als Abszisse, als Ordinate das Verhältnis der Si-Atome des ausgeschiedenen Quarzes zu den Si-Atomen der Summe Feldspat + Quarz. Diese Darstellungen lassen einen direkten Vergleich mit anderen ins Osann'sche Dreieck projizierten Gesteinen nicht zu.

Präkambrische pacifische Tiefengesteine mannigfaltig differenziert schildert Hennig von Kullen (298). Sehr wechselvoll sind auch die alten, metamorphen Differentiationsprodukte pacifischer Magmen auf Ornö Hufvud (299). Auch auf Kola und Finnland sind den atlantischen Gesteinen (300, 301, 302) ebenso wie in Skandinavien pacifische jetzt vielfach metamorphe Gesteine vorausgegangen.

Die in der letzten Zeit so interessant gewordene Gruppe der Kinnediabase findet sich auch auf der Kusjkininsel und im benachbarten Gebiet. Backlund weist auf den relativ niedrigen Gehalt von Alkalien bei hoher Al_2O_3 der Gesteine dieser Insel hin. Unterlagert sind diese pacifischen Gesteine von mesozoischen Schiefern (303). Ferner beschreibt Backlund analoge basaltische Felsarten von Spitzbergen, König-Karlsland und Franz-Josefsland (304) und betont bei der Untersuchung der Gesteine Spitzbergens (305),

daß man diese Basalte usw. von den brittannoarktischen Effusiven weder nach dem Alter noch nach dem mineralogisch chemischen Bestande trennen könne. — Was speziell die Laven Islands betrifft, so sind pacifische Charaktere vielfach realisiert. Zu den brittannoarktischen Effusiven hat man noch manche der basischen Gesteine Grönlands zu zählen (Törnebohm, Wichmann, Belowski 306). Zu erinnern ist hier an den Erklärungsversuch der grönländischen Eisen durch Reduktion vorhandener Kohlenflötze (Schwantke). Sehr bekannt sind Grönlands ältere atlantische Tiefengesteine im südlichen Teil (Julianehab, Irvigtut); atlantisch sind auch die Gesteine vom Cap Parry und den Fameinseln; daß aber schon in sehr alter Zeit pacifische Sippe geherrscht hat, zeigen pacifische Orthogesteine usw. (306). Zu Spitzbergen zurückkehrend soll auf die interessante Bearbeitung basischer Ergußgesteine Nordwestspitzbergens durch Goldschmidt (307) hingewiesen werden. Es lassen sich da einerseits ältere (tertiäre oder vortertiäre) in Deckenform auftretende Basalte unterscheiden, welche ganz vom Charakter der früher besprochenen basischen Eruptiva beispielsweise von König-Karlsland sind, wo übrigens auch noch den Hypersthenandesiten nahestehende Typen auftreten. Es herrscht da also pacifische Sippe. Andererseits nun konnten jüngere Gesteine nachgewiesen werden, welche bereits eine Rekurrenz zur predazzischen Serie erkennen lassen (Titanaugit, einmal auch mit Ägirinrand — oft aber auch rhombischer Pyroxen! —). Nephelin konnte nicht nachgewiesen werden. Die Analysen dieser jüngeren Gesteine deuten nach Goldschmidt auf trachydoleritisches Magma. — Freilich sind in den in Frage stehenden Gesteinen öfters Olivinpyroxenknollen und Graniteinschlüsse nachweisbar, ein Umstand, der möglicherweise mit in Rechnung zu stellen ist, denn dadurch könnten solch chemisch abweichende Typen hervorgehen analog manchen Basalten in den Euganeen (89). Anderenfalls würde die Folge auch hier an Italien erinnern: lange Zeit pacifisch (Granite im Untergrund [Kugelgranite von Spitzbergen beschreibt Bäckström], wohl viel später die pacifischen Basalte), hernach atlantischer Einschlag. Zu diesen letzteren Gesteinen könnten in Beziehung gebracht werden die von Scharitzer und Berwerth von Jan Mayen beschriebenen trachytischen Gesteine, welche dort nur spärlich vorkommen gegenüber den sehr viel häufigeren pacifischen basaltischen Gesteinen. Von dem großen brittannoarktischen Basaltgebiet sind auch die Faröer in letzter Zeit wiederholt Gegenstand des Studiums gewesen. Interessant sind die Ergebnisse, zu welchen Cornu und Görgey hinsichtlich der Zeolithführung gelangt sind (308) (siehe hierzu auch Mauritz). Der pacifische Sippencharakter verrät sich auch darin, denn die Zeolithführung des böhmischen Mittelgebirges ist eine vielfach abweichende.

Ob die im westlichen Sibirien bis in die Gegend des Wilui weit verbreiteten pacifischen Gesteine (meist basische Effusiva) zur brittanno-arktischen Provinz in naher Beziehung stehen, ist schwer zu sagen, da viele dieser Eruptiva relativ alt sind, doch gibt es vielfach in Sibirien auch Anzeichen junger eruptiver Tätigkeit. Abgesehen von sehr alten Gesteinen der pacifischen Sippe kommen auf Taimyr auch spätere Effusiva der atlantischen Sippe vor.

Im Ural finden sich Gesteine der pacifischen, hin und wieder auch der atlantischen Sippe. Mit pacifischen Gesteinen von Deneschkin Kamen macht uns Loewinson-Lessing bekannt (309) (siehe jedoch Rosenbusch, S. 371 und 405). In die gleiche Sippe gehörige basische Gesteine (doch auch Aplite) des Koswagebietes (Koswinsky Kamen usw.) schildert Duparc, Pearce, Jerchoff (310). Aus der Gegend von Nischne Tagilsk beschreibt Loewinson-Lessing unter recht verschieden gearteten pacifischen sauren-basischen Tiefen- und Ganggesteinen eine vogesitartige Felsart, welche Beziehungen zu Camptonit erkennen läßt (311). Als pacifisch zu nennen wäre auch der Beresit.

Genetische Studien an den Eisenerzlagern des Magnetberges seitens Morozewicz klärten vieles über die dortigen alten und jüngeren pacifischen Gesteine auf (312).

Atlantisch sind die bekannten Syenite von Miask (nach Johnsen petrographisch sehr wechselvoll), die in Gneisen und Graniten aufsetzen (313, 314) und die Eläolithsyenite von Serawschan in Turkestan (Muschketow). Auch vom Magnetberge kennt man Ägirinsyenit (312).

Weite Ausdehnung hat in Wolhynien die sonst seltene Charnockit-Anorthositreihe. Ihr Alter ist hoch. Doch gibt es hier auch jüngere pacifische Gesteine. Aus der Gegend des Asowschen Meeres sind Tiefen- und Ergußgesteine der atlantischen und pacifischen Sippe bekannt. Die gegenseitigen Altersverhältnisse lassen sich vorderhand nicht klar genug überblicken (315—317).

Ähnliches gilt für den größten Teil des Balkans, wo zwar auch beide Sippen [1]) vorhanden sind — paläozoisch ist beispielsweise der Riebeckitgranit der Dobrudscha (Mrazec, Murgoci 318) — in ihrem gegenseitigen Verhältnis aber noch wenig studiert (Szadeczky, Hilber, Ippen 319, Rosiwal, Toula usw.).

Auf Euböa wurden pacifische Gesteine gefördert im Paläozoikum, im Mesozoikum und im Tertiär (320): die Sippe änderte sich also bis heute nicht.

---

[1]) In Bosnien kennt man nur mannigfaltige pacifische vornehmlich basische Gesteine (Bittner, John, Katzer, Schiller), in Serbien ebenfalls nur pacifische Gesteine.

Pacifische Sippe herrscht auch auf den Kykladen (vornehmlich Hypersthenandesite 321), auf Ägina, Methana usw. Bemerkenswert sind die augitandesitischen Einschlüsse in den jugendlichen Lherzolithen nahe Korinth (Lacroix). Über die älteren Massengesteine dieser Gebiete insbesondere die Glaukophan führenden Gesteine siehe 322.

Den jugendlichen Effusivgesteinen der Kykladen verwandt sind weiter im Osten solche auf der Insel Kos und ihren Nachbarinseln (323). Verschiedenartige und -altrige pacifische Gesteine werden auf Rhodos angegeben (324). Während auf Samos[1]) in früherer Zeit pacifische Sippe geherrscht hat, erscheint später neben Liparit, Trachyt und Plagioklasbasalt Leucitbasanit (325). Eine ähnliche Änderung des Sippencharakters scheint sich auch im benachbarten Smyrna zu entwickeln, denn neben mannigfaltigen Andesiten (ohne rhombischen Pyroxen wird augitreicher Leucitthephrit angegeben (326). Weiter östlich bei Kula (Kulait Washingtons) hat sich der Umschwung zur atlantischen Sippe bereits vollzogen. (Hier soll auch an die atlantischen Tiefen- und Ganggesteine Kadi Kalès erinnert werden [D'Achiardi]). Tertiäre pacifische Gesteine werden ferner aus dem Nordwesten Kleinasiens (Troas usw.) (327), dann von den Cyaneen bei Konstantinopel beschrieben. (Doch wird in der Troas von Diller auch ein Nephelinbasalt angegeben.) Ebenfalls pacifisch ist das nacheocäne galatische Eruptivgebiet nördlich Angora (über Glaukophangesteine vom Elek-Dagh siehe Milch) (328). Gleichfalls im Eocän entwickelten sich am Nordfuß des pontischen Gebirges nahe Ordu (329) pacifische Gesteine ferner bei Samsun; östlich aber bei Trapezunt finden sich in analogem Verhältnis atlantische Gesteine (330). Ebenso atlantisch sind noch Gesteine mehr im Süden bei Amasia und nordwestlich Malatia (326); dagegen liefert der mächtige Erdschias Dagh im Westen hoher Gebirgsketten gelegen, das Tal des Kara Su, Düldül und Kara Bunar nur Gesteine der pacifischen Sippe (331).

Reich gegliedert ist das basische Ende der pacifischen Sippe (Tiefengesteine) auf Cypern, junge Andesite finden sich gleichfalls (332). Ersteres gilt auch für Nordsyrien (Flinkh, Blanckenhorn und Bukowski); hier kennt man jedoch auch Trachydolerite (Pötz).

Auf die weitgedehnte petrographische Provinz mit pacifischem Charakter, in der der Kaukasus, die Ketten südlich davon und Elbursgebirge liegen, hat Dannenberg hingewiesen (333). Sowohl nördlich der Kette des Kaukasus in den Lakkolithen von Piatigorsk[2]) (334, 335) als im zentralen Kaukasus selbst (Kasbeck,

[1]) Literatur über Asien s. a. Suess. Antlitz der Erde III.

[2]) Auf gelegentlichen Einschlag in die atlantische Sippe weist Rosenbusch hin (S. 912).

Elbrus), im Songanlyplateau, Palandokän und Dumlidagh (Becke), im Ararat, Zentralteil des Aragatz usw., im Elbursgebirge (Demavend [Blaas] 336), dann im Karaghangebirge (John) wiegen stark dacitische — SiO_2-reiche Pyroxenandesite vor. Pacifische Feldspatbasalte sind in den höchstgelegenen Teilen des Gebietes seltener und kommen lieber in den Niederungen vor (analog Erdschias-Dagh). — In diesem Gebiete [1]) (Kaukasus und armenisches Hochland wie auch manche Teile Persiens [granodioritische Tiefen- und Ganggesteine bei Kuhrud] C. v. John) hat auch schon früher die pacifische Sippe geherrscht (337, 338). — Am Urmiasee aber kennt man atlantische Effusiva (Steinecke).

Rückblick.

Überblicken wir das Gebiet tätiger und tertiärer Vulkane in Kleinasien und der benachbarten Gebiete, so ist im Auge zu behalten, daß das genaue gegenseitige Altersverhältnis nicht einwandfrei sichergestellt ist.

Im großen ganzen läßt sich sagen, daß auf den Kykladen bis an die Küste Kleinasiens (Kos) die pacifische Sippe herrscht, sie geht allmählich durch die Gegend von Smyrna über in die atlantische (Kula). Pacifische Sippe herrscht weiter längs dem Nordwesten von Kleinasien und im galatischen Eruptivgebiet. Nicht deutlich einheitlich sind die Gebiete von Samsun und Amasia, nach Osten zu spricht sich die pacifische Sippe wieder kräftiger aus, während bei Trapezund deutlich die atlantische Sippe zur Herrschaft kommt, welche auch noch weiter nach Südwesten und Süden zu reichen scheint (Malatia). Noch weiter nach Südwesten herrscht wieder die pacifische Sippe. Eine ausgedehnte petrographische Provinz ist endlich das Kaukasus-, Ararat- und Elbrus-Gebiet, sie ist pacifisch.

Weit verbreitet sind pacifische Gesteine in Beluchistan, im Hindukush, im Tianschan (postkarbonische, doch auch ältere Granite usw. mit den zugehörigen Ganggesteinen) 339, weiter nördlich in der Dsungarai 340 und im Altai (Rose und Stelzner); das gegenseitige Altersverhältnis der paläozoischen Eruptiva dieser Gegenden (Leucitophyr, Melaphyr usw., Enstatit diabas, beschrieben von Chrustschoff) ist nicht genug klar.

Vom Oberlauf des Jennisei macht J. Edelstein das Vorkommen alter pacifischer Granite und ihrer Differentiationsprodukte bekannt. Jünger sind interessante Nephelinsyenitgänge, die in Augit-

[1]) Der Analcim der kaukasischen Teschenite wird auf Plagioklas zurückgeführt.

syenit aufsetzen. Jüngere atlantische Gesteine erscheinen auch als basische Effusiva (gelegentlich mit Analcim und Hauyn). Weiter nördlich der Gegend von Minoussinsk gibt es noch intensiver differenzierte alte pacifische Tiefengesteine (341).

Aus den östlichen Gebirgen des asiatischen Kontinents sind bis jetzt zahlreiche pacifische doch nur wenige atlantische Gesteine bekannt.

Aus dem östlichsten Teil von Asien kennt man beide Gesteinssippen: häufig die pacifische, selten die atlantische, so am Ostkap (Foyait) und aus der Gegend südwestlich davon, doch ohne die genaueren gegenseitigen Beziehungen (342).

Bekannt sind die pacifischen Perlite und Obsidiane von Marekanka und von Unga (Kamtschatka). In Kamtschatka sind außer jungen auch ältere pacifische Gesteine häufig.

In der Mongolei und Mandschurei kennt man bislang nur alte pacifische Tiefen- und Ergußgesteine. Jüngere Gesteine (Feldspat- und Nephelinbasalte) in der Gegend von Yingémên hat Koto festgestellt (343). Von der Küste (Golf Peters des Großen) werden nur mannigfaltige pacifische Tiefen- und Ergußgesteine verschiedenen Alters genannt (Wittenberg, 344).

Die Aufnahmsarbeiten Inouye's in Korea haben das häufige Auftreten salischer und femischer pacifischer Tiefen- und Ergußgesteine sehr wechselnden Alters ergeben (345). Dies bestätigt die Arbeit Schulz (hier wird aber auch ein Bostonitgang erwähnt, (346).

In China sind Gesteine der atlantischen Sippe selten. So erwähnt Lanick (347) unter allen möglichen Tiefen- und Ergußformen der pacifischen Sippe aus Westschantung einen Nephelinbasalt, Fleischmann (348) aus dem nordöstlichen China (Provinz Chili) ebenso wie Rinne aus dem Kiautschau-Schutzgebiet nur mannigfaltige pacifische Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine, darunter auch sehr junge (349).

Michel Levy, Lacroix und Leclére stellen im mittleren China einen Nephelinsyenitgang fest, der pacifische Tiefengesteine durchsetzt und Koto erwähnt einen Riebeckitgranit von Foochou (Provinz Fokien). Dagegen kennt man in der von Inouye geologisch aufgenommenen Provinz Hsingking nur pacifische Gesteine mannigfaltiger Ausbildung und verschiedenen Alters (350).

In der Präsidentschaft Madras (Vorderindien) hat der Sippencharakter im Verlauf der geologischen Entwicklung gewechselt. Außer den alten Gesteinen der Charnockit-Anorthositreihe usw. (Chingleput, Shevaroi und Nilgiri-Berge) nach H. Holland (die Ge-

steine dieser Serie kommen nach Walker auch im zentralen Ostindien vor) kennt man alte atlantische Tiefengesteine im Distrikt Coimbatore, durch Evans analoge Gesteine von Iunagart in Kathiwar-Bombay; pacifische Tiefen- und Ergußgesteine weist die Gegend von Salem und andere Orte Vorderindiens auf. Die jüngsten Gesteine sind pacifisch (Quarzdiabase, Deckenbasalte). Zahlreiche junge und alte pacifische Tiefen- und Ergußgesteine kennt man aus dem Himalaya.

Uns zuwendend dem vulkanreichen Gebiet des ostindischen Archipels soll gleich im vorhinein betont sein, daß wir bei seinen jungen Vulkanen ebensowenig auf sehr große Strecken hin eine einzige Sippe zu erwarten haben, wie dies auch nicht in dem Gebiet von Mitteleuropa und Italien samt seinen Inseln der Fall war. In dem langen Inselkranz, der mit den Andamanen und Nikobaren beginnt, herrscht durch ganz Sumatra die pacifische Sippe. Es überwiegen die sauren Gesteine (Verbeck, Hoppe, Milch,[1]) Wichmann, 351—354), auch auf Krakatao. Östlich Sumatra auf Singapore und den umliegenden Inseln herrschte auch früher die pacifische Sippe (355). Dies gilt auch für das Müllergebirge (mit erloschenen Vulkanen) von Zentral-Borneo und den übrigen Teil dieser Insel (356). Siehe hierzu auch Retgers. Ebenso liefern die Vulkane Javas fast ausschließlich Gesteine der pacifischen Sippe. Dies war früher nicht so, denn es betätigte sich zwar die gleiche Sippe noch in der Kreide (Diorit[2])), im Tertiär aber setzte die atlantische Sippe ein (Theralithdiabas) und dauerte in Nordostjava lange fort (Wichmann läßt es unentschieden, ob Leucitgesteine noch in historischer Zeit produziert wurden). So lieferte nach Wichmann Gunung Ringgit Trachyt, Leucitbasalt und -tephrit, Leucitit und Noseanleucitit Feldspatbasalt. Der Gunung Lurus förderte in früherer Zeit Leucitgesteine, später Hornblendeandesite usw. Auch Gunung Besser lieferte vielfach intermediäre Gesteine (Brouwer). Die Hauptkette der Vulkane Javas aber lieferte, wie früher gesagt, Dacite, pacifische Andesite usw. (357, 358). Wir sehen hier also etwas ganz ähnliches wie in manchen europäischen Gebieten.

Im sonderbar gestalteten Celebes streichen im Zentrum der Insel fast N. S. alte Gesteine mit pacifischen Massengesteinen. Aus Südcelebes (Pangkadjene) beschreibt Bücking Leucitbasalt mit Biotit, vom Pick von Maros machen Schmidt und Sarasin atlantische

---

[1]) Siehe hierzu auch Rosenbusch (S. 558), der den von Milch angegebenen Quarzglimmermonzonitporphyr den Tonalitporphyriten anreiht.

[2]) Interessant ist die Entstehung eines Glaukophangesteins aus Quarzhypersthendiorit!! (s. die früheren einschlägigen Zitate).

Effusiva und Tiefengesteine bekannt (359, 360). Von der Mandarküste und von Mamudju sind Leucitite bekannt (Bücking), vom Matinanggebirge (Nordcelebes) Leucitbasanite. (Diese Gesteine zeigen also Verwandschaft mit den benachbarten Gesteinen Javas). Im Nordosten von Celebes dagegen (Gorontolo-Kwandang) herrscht pacifische Sippe schon in alter und letzter Zeit; pacifisch sind auch die Produkte des Vulkans Una-Una im Busen von Tomini, ebenso die Gesteine im nordöstlichen Teil von Celebes in der Minahassa (auch hier waren die alten Gesteine pacifisch, 361—364). Auf der Insel Sangi noch weiter im Norden findet sich (Knüttel) Hypersthenaugitandesit. Auf den Philippinen kommen pacifische Tiefen- und Ergußgesteine vor (Drasche, Oebbecke), auf Masbate aber Leucitbasalt. Von Celebes nach Osten kennt man auf den Inseln Batjan und Mandioli pacifische Effusiva (365), ebenso von Saparua (F. v. Wolff und Serau u. 366), auf den Ambon-Inseln (Buru usw.) außer pacifischem Granit noch pacifische Effusiva, im Westen Burus ist noch Melilithbasalt bekannt (366, 367).

Nach dem früher Gesagten herrscht auf Nordost-Java predazzische Serie der Ergußgesteine, auf Celebes im Süden atlantische Sippe; damit wird auch im Zusammenhange stehen, wenn neben Daciten und Andesiten auf Soembawa und Flores Leucittephrit genannt wird (368). Analog dem bei Java Gesagten haben wir auch auf Timor atlantische Gesteine (Alter fraglich) (Daly und 369). An der Torresstraße finden sich pacifische Effusiva.

Ein großes Stück der Küste von Kaiser-Wilhelm-Land und das Toricelligebirge führen pacifische Andesite (370), ebenso einige benachbarte Inseln; das gleiche gilt im Osten für Neupommern und weiter für die Admiralitätsgruppe (371, 372). Im Bismarckarchipel (neben pacifischen Gesteinen auch Monzonit mit rhombischen Pyroxen) und in Kaiser-Wilhelm-Land hat die pacifische Sippe schon früher geherrscht, ebenso wie weiter im Norden auf den Karolinen (373, 374), wo sie jetzt noch waltet (Palauinsel: Hypersthenandesit), auch weiter nördlich auf den Marianen, doch findet sich auf Ponape Nephelinbasalt (Ost-Carolinen).

Aus dem Inselgebiet von Formosa erwähnt Koto (353, 375) Gesteine, welche vorderhand keiner der beiden Sippen mit Sicherheit zuzureihen sind: von den Pescadores Basalte mit Olivin oder Hypersthen, manche Basalte lassen Analcimfülle erkennen. Letztere Gesteine werden auch von Reisuickô genannt. Von Botel Tobago (Formosa) werden Gesteine beider Sippen erwähnt, von Kasho Andesit.

Aus der japanischen Inselwelt hat man bis vor kurzem nur pacifische junge und alte Erguß-, Gang und Tiefengesteine[1]) gekannt.

[1]) In Japan kennt man auch Glaukophangesteine.

Doch findet sich auch die predazzische Gesteinsserie. Diese scheint die dem Kontinent zugewendete Seite der Inselreihe und die in ähnlicher Situation liegenden kleineren Inseln zu bevorzugen. Auffällig ist bei manchen dieser Gesteine ein hoher SiO_2-Gehalt. Dadurch entwickeln sich vielfach Ergußformen, die an die Gesteine Pantellarias erinnern oder Tiefengesteine ähnlich den quarzführenden, körnigen, atlantischen Typen des Christianiagebietes. Ein sehr interessantes Beispiel dieser Art liefern die Okiinseln (376, 377 VI), wo neben Comenditen, Rhyolithen, Alkalitrachyten, Andesiten, Trachydoleriten und Basalten auch tertiäre Quarzsyenite und Granite vorkommen. Rhombischer Pyroxen wird in diesen Gesteinen nicht erwähnt, doch auch kein Feldspatvertreter.

Weniger charakteristisch wie die Gesteine dieser Inseln scheinen die Sodatrachyte nahe Yobuko zu sein (für Ägirinaugit wird $c\gamma = 45^0$ angegeben!) (377 I), die Alkalifeldspatbasalte von den Gotoinseln (377 III). Siehe hierzu auch Hokkaido und Sacchalin (375). Ein vereinzeltes Vorkommen eines Trachydolerites findet sich auch unter den typisch pacifischen Gesteinen der Izuinseln auf Ooshima, wo 2—mehrere Bruchlinien sich schneiden (532). Weitaus überwiegend aber sind in Japan unter den jungen Eruptivgesteinen die der pacifischen Sippe, welche in Japan auch schon in früherer Zeit geherrscht hat. Neuere einschlägige Arbeiten behandeln Quarzbasalt von Kasayama (Quarz mit kräftigem Porricinsaum!) (377 II), Hypersthenandesit von Tarumai (377 IV), Rhyolith von der Schimodabucht (377 V), pacifische Andesite von den im Pacific liegenden Vulkaninseln (378). Pacifisch sind die jungen Effusiva der Kurilen, welche nach Kamtschatka fortsetzen und jene der Aleuten. Auch ältere Gesteine der gleichen Sippe kennt man. — Auch im Behringsmeer wurden noch vor wenigen Jahren pacifische Gesteine gefördert. — Eine eingehende Untersuchung an jungen pacifischen Effusiven der Kommandeurinseln verdanken wir Z. Starzynsky (378). Abgesehen von normalen pacifischen Effusiven wird ein Ganggestein beschrieben (Beringit), das als Einsprenglinge nur Amphibolkryställchen in feinkörniger albitischer Grundmasse enthält. Nach dem Autor schwankt das Gestein wohl zur atlantischen Sippe hinüber. Es ist aber doch wohl eher als pacifischer Lamprophyr zu deuten; mehrfache Angaben in der Beschreibung und der Projektionspunkt der Analyse im Osannschen Dreieck würde diese Deutung zulässig erscheinen lassen.

Rückblick.

Kurz zusammenfassend kann gesagt werden, daß auf Sumatra und Java die pacifische Sippe herrscht, welche die früher im Gebiet

des östlichen Teils von Java bis nach Timor und in Südcelebes waltende atlantische Sippe ablöst. In Nordostcelebes und seiner Umgebung und auf den Inseln nördlich davon herrscht pacifische Sippe, ebenso in Kaiser-Wilhelms-Land, der Inselwelt nördlich davon, ferner auf den Marianen, den Palauinseln und dem größten Teil der Carolinen. Im Inselkranz von Formosa bis nach Kamtschatka hinein scheint die Oceanseite pacifische Sippe, welche auch noch bis in die Aleuten hineinzieht zu besitzen, das dem Kontinent zugewendete Gebiet predazzische Serie. Beide Sippen trifft man auf den Philippinen und den Amboninseln.

Auf den Hawaiinseln kennt man schon lange neben sehr basischen Basalten, [Trachy-]Augitandesit und Übergangsgliedern hauynhaltige Melilithnephelinbasalte (Wichmann und Cohen); in neuerer Zeit wurden aus diesem Gebiet noch manche typische atlantische Gesteine festgestellt (Bascom, ferner 379, 380). Der Großteil der Gesteine dieser Inselgruppe ist jedenfalls atlantisch, doch liegen manche Basalte nahe der Grenze des Mittelgebirgsstreifens, seltener gehen sie darüber hinaus.

In einer interessanten Studie mit analytischen Belegen hat Lacroix (381, 382) die Gesteine von Tahiti[1]) behandelt, die ausgesprochen atlantisch sind. Auch auf Raiatoa kommt Phonolith vor. Lacroix setzt die Gesteine der Gesellschaftsinseln in Beziehung zu den Gesteinen der Samoainseln und zu denen der Anarktis. Eine für gauverwandtschaftliche Studien wichtige Arbeit Weber's handelt über die Samoainseln (383, siehe auch 379): Abgesehen von Feldspatbasalten und Trachyten kommen die typischen Glieder der Alkalireihe vor, daher gehören die Gesteine dieser Insel zur atlantischen Sippe. Weber reiht die untersuchten Feldspatbasalte zwar der pacifischen Sippe zu — es dürfte sich aber doch nur um manchen böhmischen Mittelgebirgsfeldspatbasalten nahestehende Gesteine oder um schwache Rekurrenz handeln. Bei den Erwägungen über die Möglichkeit des Wechsels des Sippencharakters [der ja in Parallele zu stellen ist mit dem Wechsel der Gesteinssippe in Gegenden, wo im Verlauf der geologischen Epochen zu wiederholtenmalen Eruptiva gefördert werden] kommt Weber zum Resultat, daß die Ursache im zeitlichen Unterschiede im Auftreten des einen Typus gegenüber den anderen liegt, weil das Magma im Laufe der lange Zeit währenden Eruptionen durch Differenzierung verändert sei. Dies würde naturgemäß am meisten sich zeigen bei sehr langlebigen Vulkanen.

Gemäß den Gabbroeinschlüssen in Tuffen von den Tongainseln (Harker) ist dort pacifische Sippe wahrscheinlich.

---

[1]) Die Gesteine der Inseln Tuamotou und Pitcairu scheinen pacifisch zu sein (384).

Im Vitiarchipel kommen außer pacifischen Tiefen-, Gang- und Ergußgesteinen auch atlantische Gesteine vor (Foyait, 385). — Die Neuen Hebriden führen ebenso wie die zum Bismarkarchipel vermittelnden Salomoninseln pacifische Gesteine (D. Mawson).

Von Neuseeland sind beide Sippen bekannt. Doch hindert gauverwandtschaftliche Studien vielfach die Unsicherheit des Alters der dortigen Massengesteine (386). Auf der Nordinsel von Neuseeland sind am bekanntesten die Gesteine der pacifischen Sippe (387), so von der Coromandelhalbinsel und nördlich davon, dann von den Haurakigoldfeldern usw.: Liparit, Dacit, Andesit (alle gelegentlich mit rhombischen Pyroxen). Am Monte Egmont findet sich Dolerit. Pacifische Sippe herrschte auch schon im Jura und in sehr alter Zeit. Vom Waikatobecken aber bis Auckland kennt man olivinreiche Basanite, ebenso ist bemerkenswert das Auftreten von Pantelleriten auf Mayor Island (388). Sehr reich differentiert findet sich die atlantische Sippe auf der Südinsel. So sind von Otago beschrieben atlantische Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine. Diese Mannigfaltigkeit atlantischer Gesteine teilt die Südinsel mit Tasmanien, dem aber auch pacifische Gesteinstypen nicht fehlen. Ihr Altersverhältnis ist nicht völlig klar (389).

In Australien haben alte pacifische Granite weite Verbreitung. Genauere Einsichtnahme in ein petrographisch wechselvolles Bild gestattet der Südosten des Kontinents. Im Gippsland bei Bairusdale sind pacifische Granite als oberpaläozoisch nachgewiesen. Mannigfaltig differentierte pacifische Tiefengesteine sind insbesondere aus dem Omeogebiete studiert, ferner aus dem südöstlichsten Neusüdwales (Mt. Dromedary, Moruyo). Auch ältere und jüngere pacifische Effusiva fehlen nicht. — Eine ziemliche Verbreitung besitzen auch die atlantischen Gesteine. Abgesehen von älteren Tiefengesteinen (Bowral und Mittagong in Neusüdwales) und von permokarbonischen Effusiven im südöstlichen Neusüdwales (Gegend von Nowra) ist die atlantische Sippe reich gegliedert im Gebiet von Sydney im East Moreton- und Wide Baydistrikt (hier auch Quarzkeratophyre) im Warrabunglegebiet, im mittleren Teil von Neusüdwales (Leucitgesteine, die eine Neigung zur predazzischen Serie erkennen lassen, siehe hierzu 32 p. 93) und im Mt. Macedon (Sölvsbergit, Noseantrachyt) dessen Hauptgestein (Dacit ähnlich) gleichfalls eine Neigung zur Rekurrenz erkennen läßt. Die zuletzt genannten atlantischen Gesteine nehmen vielleicht zu den östlichen Gebirgsketten eine ähnliche Stellung ein wie die atlantischen Gesteine im Osten der Anden. In der Umgebung des Mt. Macedon, der in seinen Produkten entsprechend seiner Lage zu den Gebirgsketten einen etwas schwankenden Sippen-

charakter zeigt, kommen auch Basalte vor. Früher hat hier pacifische Sippe geherrscht.

Im indischen Ocean hat man auf den Kerguelen nach Renard's Beschreibungen auf atlantische Sippe zu schließen, auf predazzische auf St. Paul, denn neben Liparit, Augitandesit und Basalt sind von Velain ein den Liparit durchbrechender Nephelintephrit angegeben, von Rosenbusch p. 1401 Leucittephrit.

Von den Seychellen hat M. Bauer pacifische Tiefen- und Ganggesteine bekannt gemacht, der gleichen Sippe scheinen die Effusiva auf der Insel Bourbon anzugehören (Drasche und Velain).

Afrika besitzt im nordwestlichen Madagaskar ein prächtiges Beispiel einer nachliassischen atlantischen petrographischen Provinz. Die Erforschung der Gesteinstypen dieser Provinz, welche an Zahl mit denen des Christianiagebiets wetteifern, verdanken wir vornehmlich Lacroix (390). Im Westen der Insel dagegen scheint pacifische Sippe zu herrschen (Tiefen-, Ergußgesteine 391, 392). In Südostafrika sind weithin alte Massengesteine (pacifisch) in der Granit-Gneisformation nachgewiesen, so nach 393 in der Limpopogegend, in Deutsch-Südwestafrika, Deutsch-Ostafrika, in einzelnen Teilen der Kongostaaten und des Nilbeckens, in Mashomaland, in Natal und Zululand. In diesen Gegenden nun bleiben vielerorts die jüngeren Bildungen pacifisch oder es folgt die atlantische Sippe; so besteht ein solcher Wechsel in Transvaal, Deutsch-Südwestafrika und Angola (394—396, ferner N. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1906, S. 70; Zeitschrift f. prakt. Geol. 1912 und 1913, Hall usw.).[1] Einen möglicherweise vortertiären Quarzporphyrvulkan mit erhaltenem Krater aus Deutsch-Südwestafrika beschreibt Schenk (397). In Deutsch-Südostafrika sind jüngere Bildungen im Massailand gabbroide und peridoditische Effusiva (398), nach Dautz östlich vom Tanganikasee und östlich Viktoriasee Diabase. Besonders bedeutungsvoll sind aber die atlantischen Ergußgesteine. Diese sind bekanntlich weit vom Süden (Kirungavulkane usw.) nach Norden entwickelt und sitzen vornehmlich in der Gegend des zentralafrikanischen Grabens. Auch jugendliche Tiefen- und Ganggesteine kennt man. Entsprechende Gesteine aus Britisch-Ostafrika beschreibt Gregory (399). Ferner behandeln atlantische Gesteine aus diesen Gebieten Rosiwal, Mügge, Hyland (400, Kilimandscharo, 401, Meru, 402) usw. Aus dem zentralafrikanischen Graben und dessen weiterer Umgebung behandelt Weber reichliches, großenteils atlantisches Material, doch auch alte und junge pacifische Gesteine (403). Zu den früher genannten atlantischen Ge-

[1]) Atlantisch scheinen auch nach Beobachtungen Lacroix' die Kimberlite zu sein.

steinen gehören in Abessinien Grorudit, Païsanit, Sölvsbergit, Tinguait (404). Auch mehr im Westen aus Ahaggar kennt man junge atlantische Effusiva. Mehrere von den genannten Arbeiten geben aus den Gebieten des afrikanischen Grabens und seiner Umgebung junge Gesteine an, die vermutlich pacifisch sind, doch fehlen genauere Untersuchungen über die gegenseitigen Beziehungen zu den beiden Gesteinssippen. Westlich von Abessinien in der Wüste von Kordofan treten nach LINCK gleichfalls alte pacifische Granite auf, mannigfach differentiert (Biotitgranit). Zuerst erscheint Granit und Aplit, hierauf eine Reihe von Gesteinen, die man ableiten kann von einem essexitischen Magma, das sich in 3 Teilmagmen spaltet von: dioritischem — theralithischem — und Gabbro Habitus (405). Bekannt ist die weite Verbreitung pacifischer Tiefengesteine in Ägypten.

Östlich von Abessinien kennt man aus der Somaliwüste und dem Afarland in großer Verbreitung pantelleritartige Gesteine nebst anderen atlantischen Effusiven, welche in Beziehung gebracht werden mit den Gesteinen des ostafrikanischen Grabens (LACROIX und 406). Gleiche Gesteine gibt es auf Djebel Ishan (Südarabien BIER), doch sind pacifisch die nahe gelegenen jungen Effusiva bei Aden (ROTH und VELAIN).

Noch weiter östlich von der Insel Sokotra usw. berichtet PELIKAN (407) von pacifischen Tiefen-, Gang- und Ergußgesteinen, doch auch von atlantischen (Riebeckitgranit und Quarztinquait). Bekanntlich hat SAUER von hier zuerst den Typus Riebeckitgranit beschrieben.

Alte und junge pacifische Gesteine der Colonia Eritrea bespricht ALOISI; über Dacite vom Vulkan Alid daselbst siehe (408).

Weite Verbreitung besitzen atlantische Tiefen- und Ergußgesteine im ganzen Gebiete des Sudan in den Breiten des Tsadsees; manche davon sind tertiär (409—416); gleichzeitig werden auch vielfach pacifische Gesteine in den genannten Arbeiten angegeben, so auch in (417). Über die gegenseitigen Altersbeziehungen ist recht wenig bekannt.

Eine gewisse Verschiedenheit wird bei den Produkten des Vulkans Etinde (atlantisch) und den benachbarten Kamerunbergen betont (418).

An der Elfenbeinküste findet sich die seltene Anorthosit-Charnokitreihe (419).

Von den Losinseln sind atlantische Gesteine bekannt (420).

Atlantisch sind Saõ Thomè und St. Helena, ob Fernando Poo? (421); Ascension scheint nicht deutlich ausgesprochenen Sippencharakter zu besitzen ([Alkali?]Trachyt, Liparit, in Tuffen Gabbroeinschlüsse nach RENARD). (Nach PRIOR kommen auch starke Vertreter der atlantischen Sippe vor.) — Unzweifelhafte atlantische Effusiva werden von RENARD von Nightingale und Gough I. an-

gegeben, auf Tristan di Cunha Andesit und Hyalobasalt. — Trinidads-Laven sind nach Prior atlantisch, jene von Fernando Noronha nach Renard atlantisch.

Eingehendere Untersuchungen auf den Capverden, Canarischen Inseln und Madeira haben den atlantischen Charakter dieser Gebiete sehr klar gelegt und gleichzeitig das Vorkommen einer Reihe bisher von dort unbekannten atlantischen Tiefen-, Gang- und Ergußgesteinen erwiesen (422—426). Hinsichtlich des rhombischen Pyroxen in Olivinknollen stellt Gagel in seiner interessanten Arbeit Erwägungen an und meint, es wäre dies ein Herausspringen aus der Sippe. Dazu muß bemerkt werden, daß dies nicht so zu fassen ist, denn im C-Pol des Osann'schen Dreiecks schwindet der Unterschied beider Sippen im SiO_2-Gehalt auch im böhmischen Mittelgebirge und somit entsteht die Möglichkeit der Ausbildung gleicher Gesteine in beiden Sippen. Immerhin kann bisweilen noch ein Unterschied gefunden werden durch die Ausbildung oder das Fehlen des Rhönit (89). Gagel stellt sich auf Grund seiner Beobachtungen auf Madeira im Gegensatz zu der von Daly und anderen neuerlich hervorgehobenen „gravitative Differentiation" welcher Meinung Gagel's der Autor durchaus beipflichtet, so lange es sich um Massengesteine in und auf den obersten Teilen der Erdrinde handelt.

Nicht nur auf den zuletzt behandelten Inselgruppen herrscht die atlantische Sippe, sondern auch auf den Selvagesinseln und den Azoren.

Bei Algier kommt nach Termier Monzonit vor (427), östlich von Algier kennt man durch Duparc, Pearce, Ritter pacifische junge Effusiva (siehe hierzu auch N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1902, S. 409 und 410), ferner pacifische Tiefengesteine. Die Gesteine bei Tifarouine sind ähnlich jenen von Cabo de Gata (428). Leucitgesteine jedoch werden angegeben bei Ain Telba und Nemours (429). Ob der östlich Philippeville von Lacroix beschriebene tertiäre Granit atlantisch ist, ist nicht ganz sicher. Über die noch weiter im Osten und Westen von Philippeville gelegenen Effusiva siehe ebenfalls (429).

An der Südseite des häufig pacifischen Gesteine enthaltenden Atlas liegen bei Djebel Sirona atlantische Ergußgesteine (430).

In Amerika herrscht der von Iddings, Becke und Prior hervorgehobene große Zug: in der eigentlichen Andenkette pacifisch, nach Osten zu atlantisch (siehe hierzu auch Harker und 533).

In Nordamerika stehen sich die Meinungen über Genese der Eruptivgesteine in der schroffsten Form gegenüber. Die bekannte amerikanische Klassifikation der Eruptivgesteine verheißt, da vielfach auch unfrische oder zersetzte Gesteine nach diesem System beurteilt

werden, diesem Zustand noch eine ziemliche Dauer. Es mag nur auf zwei Extreme von Meinungen hingewiesen werden: so läßt Hobbs die Gesteine der pacifischen Sippe entstehen bei tektonischen Vorgängen durch Einschmelzen der Sedimente infolge Druckentlastung (einer schon früher wiederholt von anderen Autoren mehr allgemein vertretenen Meinung). Er behauptet eine große Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Sedimente mit den Gesteinen der pacifischen Sippe (siehe hierzu die Unterschiede bei Becke, Linck, Rosenbusch, Osann und anderen Forschern) und läßt, da deutliche Unterschiede doch bestehen, sein aus geschmolzenen Tonschiefern usw. gebildetes Magma beim Aufsteigen zur Oberfläche noch mit so viel Na_2O, K_2O usw. seitens der Nebengesteine ausstatten, bis der geforderte Gesteinscharakter erreicht ist.

Daly andererseits läßt die atlantische Sippe entstehen durch Einschmelzen von Kalk. Die gebildeten CaSi-Minerale sinken in die Tiefe, wodurch Ca ärmeres Magma entsteht. Gegenüber der Alkalikalkreihe entsteht also die Alkalireihe durch Einschmelzen von Kalk. Vergeblich wird man diese Behauptung rechnerisch belegen können, auch Daly ist den Beweis schuldig geblieben.

Das Operieren mit den früher genannten und ähnlichen Meinungen im Felde läßt es begreiflich erscheinen, daß für den Fernerstehenden gauverwandtschaftliche Studien an manchen der amerikanischen Arbeiten wenig behaglich sind, doch sei hervorgehoben, daß amerikanische Forscher Gegner der oben berührten Meinungen sind.

Wir sehen auch in Nordamerika fast durchgehends, daß die Massengesteine der ältesten geologischen Formationen pacifisch sind. Die Gesteine der atlantischen Sippe setzen meist viel später ein, oft sind sie cretacisch oder tertiär. In den letzten Jahren sind einzelne Eruptivgebiete der beiden Sippen eingehend studiert worden. Es zeigten sich auch da in den meisten Fällen breite gauverwandschaftliche Gesetzmäßigkeiten und das auffällige Hervortreten der Eruptivgesteine entweder von atlantischen oder pacifischen, seltener von wenig ausgesprochenen Sippencharakter. Nur wenige Gebiete mögen erwähnt werden.

Daß die bekannte alte Cortlandt-Serie mit ihren sehr verschieden gearteten Tiefengesteinen, die aber trotzdem pacifischen Charakter bewahren, eine noch weitere Verbreitung besitzt, als man bisher angenommen, zeigen Arbeiten wie 431, 432. Als pacifisch mögen hier auch die relativ jungen Palisadendiabase genannt werden (433). — In der Adirondackregion herrscht seit altersher pacifische Sippe trotz wiederholter vulkanischer Tätigkeit. Von besonderem Interesse ist hier neben anderen Gesteinen die Anorthositserie in ihren mannigfaltigen Differentiationsgliedern. Erst nachpaläozoisch sind jene Gesteine, welche mit nicht sehr deutlich aus-

gesprochenem atlantischen Charakter am östlichen und südlichen Rand des Adirondackgebietes vorkommen. Typisch atlantische Gesteine sind dann erst in der weiteren Umgebung des Gebietes entwickelt (434, 435). Die Anorthositreihe hat auch sonst im östlichen Kanada eine weitgehende Verbreitung und gehört dem Laurentian an. Jünger als sie ist der pacifische Komplex der Keweenah-Series. Ein gutes Beispiel einer petrographischen Provinz mit recht verschieden differentierten, oft kräftig ausgesprochen atlantischen Gesteinen stellen nach 436 die Belknap Mt. dar zusammen mit den Eruptivgebieten von Essex County Mass. (437), Ascutney Mt. und Monteregian Hills (438, 439). Auch in diesen Gebieten sind zumeist die ältesten bekannten Massengesteine (zum Teil kristalline Schiefer) pacifisch (440, 438), doch ist die Folge nicht immer eine ganz einfache. Zur Folge pacifisch atlantisch siehe auch 441. Ferner zeigen in Rhode Island (Providence usw.), nachdem durch geologische Perioden hindurch nur Gesteine der pacifischen Sippe erscheinen, die jüngsten Syenite gelegentlich einen Gehalt von Riebeckit, so ihre Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe verratend (442). Analoges gibt es in dem an atlantischen Gesteinen ziemlich reichen Maine (443). Auch die von H. Miller beschriebenen atlantischen Ganggesteine von Renfrew, Hastings und Peterborough setzen in älteren pacifischen Orthogesteinen auf. Ähnlich ist das Auftreten zahlreicher atlantischer Ganggesteine in den östlichen Staaten (N. H., Verm., Maine, Mass., N. J., N. Y., [Kemp, Marster]). Über dieses Verhalten der atlantischen Gesteine jener Ländergebiete siehe beispielsweise (Adams, 444, 437, 445). Bemerkenswert ist der Nachweis in manchen dieser Nephelinsyenitgebiete — übrigens auch in manchen europäischen Vorkommnissen, daß nach oben zu ein starkes Steigen der Azidität bemerkbar ist, ja daß es gegen den Kontakt hin zur Bildung Quarz führenden Syenits kommt. Diese eigentümliche Erscheinung ist nach Pirsson nicht Folge von Assimilation, sondern von Differentiation. In einem Teile von Wisconsin läßt sich nach Weidmann beobachten, daß die ältesten Erguß- und Tiefengesteine pacifisch sind. Spät erst stellen sich atlantische Tiefengesteine ein. Weidmann weist darauf hin, daß die zeitlich zunächst stehenden Gesteine miteinander gauverwandt sind (447).

Abgesehen von den wie überall so auch in Nordamerika weitaus vorwiegenden pacifischen Gesteinsprovinzen verschiedenen Alters sollen als Beispiele wohl differentierter atlantischer Sippe angeführt werden der Eruptivkomplex von Fourche Mte., Saline Co., Potash, Magnet Cove usw. in Arkansas 448 (für Arkansas s. a. 449).

Ein vorzügliches Beispiel einer petrographischen Provinz bilden nach V. Pirsson (450) und Weed die Gesteine jener Gebirgsgruppen Zentralmontanas, die durch die Führung sehr verschiedenartiger

jugendlicher atlantischer Felsarten in der Literatur bekannt geworden sind. Es sind dies die im Osten der Rocky Mountains liegenden Berggruppen Bearpow Mts., Little Roky Mts., Higwood Mts., Moccasin und Judith Mts., Littlebelt Mts., Bigsnowy Mts. und Castle Mts. In diesem gut studierten Gebiete nimmt man eine ähnliche Spezialisierung wahr wie in dem tertiären nordböhmischen Vulkangebiet, indem nämlich die verschiedenen Gesteinstypen der Provinz in ihrer Hauptverbreitung verschiedene Zentren erkennen lassen, während sie in anderen Gegenden spärlich vorkommen oder ganz fehlen. So sind zum Beispiel monchiquitische Gesteine massenhaft in den Higwood Mts., seltener in den Little Belt Mts., in den Castle Mts. kennt man nur ein einziges Vorkommen dieses Gesteins. Interessant ist auch die Feststellung, daß im zentralen Teil der Provinz die basischen gegen die Peripherie zu die SiO_2-reichen Gesteine überwiegen. Diese SiO_2-reicheren Typen finden sich auch noch außerhalb der Provinz in den Sweet Grass Hills. In den Grazy Mts. herrscht aber bereits pacifische Sippe (granitodioritische Magmen nach Pirsson), doch kommen auch noch atlantische Gesteine hier vor. Die Altersbeziehungen mancher auch sonst bisweilen in den besprochenen Berggruppen und der weiteren Umgebung auftretenden pacifischen Gesteine (auch alte pacifische Gesteine sind häufig) sind noch nicht völlig geklärt (451). — In ähnlicher Situation zu den Rocky Mountains wie die Gesteine der genannten petrographischen Provinz liegen weiter im Norden die atlantischen Blairmorit-Tuffe und Breccien. Und noch weiter nördlich finden sich entsprechende atlantische Gesteine nach Spurr am Hayes River in Alaska in der zum Jura gestellten Skwetna Series. Im Süden von der früher aus Montana besprochenen Provinz ergeben sich als Fortsetzung die atlantischen Gesteine des Gebietes der Absaroka Range (452) (oft mit Rekurrenz) — hier mag gleich auf die atlantischen Gesteine im Osten verwiesen werden (Black Hills [die alten Gesteine sind pacifisch]) — die von Leucite Hills (Orendit, Wyomingit, Madupit), jene von Pikes Peak, Cripple Creek, Bull Hill und Mt. Fairvew (hier folgten später pacifische Gesteine), Colorado, jene der Apache Mts. und Mt. Ord Range, welchen sich noch weiter im Süden in ähnlicher Situation atlantische Gang- und Tiefengesteine in Tamaulipas in der Barilkette anschließen. Von vielen dieser aus dem Ostgelände der westamerikanischen Gebirgsketten auftretenden atlantischen Gesteine ist ziemlich jugendliches Alter (häufig nachcretacisch) sicher, so daß ein Zusammenhang mit der Gebirgsbildung zu suchen ist. Bemerkenswert ist auch öftere Rekurrenz oder überhaupt Ausbildung predazzischer Serie.

Im Gegensatz zu dieser langen atlantischen Zone sind die Eruptivgesteine der eigentlichen Andenketten im Westen Nordamerikas pazifisch. Deutlich tritt dieser Gegensatz in den der früher geschil-

derten petrographischen Provinz Montanas benachbarten Bergketten hervor. Doch scheint, wie auch anderwärts, kein rascher Wechsel im lateralen Sinn vorhanden zu sein, sondern ein allmählicher, man trifft daher oft Übergangstypen, also predazzische Serie, wofür die Absarokit-Shoshonit-Banakitreihe, deren Analysenorte im Osann'schen Dreieck und in der Si-ordinate genau in der Mitte der beiden Sippen zu liegen kommen, ausgezeichnete Beispiele liefert. Siehe hierzu auch 452. Analoge Gesteine in ähnlicher Situation trifft man noch sehr viel weiter im Süden, ebenso in dem benachbarten Yellowstonpark, wo aber im großen ganzen die pacifischen Eruptiva vorwiegen. Hier herrschte auch schon früher die pacifische Sippe (453—455). Der gleichen Sippe begegnet man oft nach Norden, Westen und Süden (Rosita Hills, Silver Cliff, Leadville Col. usw.). Insbesondere hat der westliche Hauptstamm der Anden in reicher Zahl jugendliche pacifische Erguß- und Tiefengesteine geliefert. Sie lassen sich nachweisen von Alaska von den Aleuten her durch ganz Nordamerika, aber auch Zentral- und Südamerika bis zum Feuerland. — In Alaska treten außer den jüngeren pacifischen Gesteinen noch höchst mannigfaltige ältere pacifische Tiefengesteine auf. Die jüngsten Vulkane Alaskas lieferten ausschließlich pacifische Effusiva. Das gleiche gilt auch für jene in den nach Süden anschließenden Ländern, so für Mt. Rainier, Mt. Hood, Mt. Shasta, Lassens Peak [Nevadite] (Hague und Iddings) usw. Von den in den westlichen Staaten weit verbreiteten jungen pacifischen Effusiven sollen hervorgehoben werden jene des Eureka- besonders aber des Washoedistrikts (Becker, Hague und Iddings), solche von Arizona (456) und die Gesteine der bekannten Henry Mts. usw. (hier erscheinen auch jüngere atlantische Gänge). Von den körnigen zum Teil alten pacifischen Gesteinen seien genannt jene von Plumas und Upper-Kern-Bassin (Tiefen- und Ganggesteine (Turner, Lawson), von Meadow Lake (Becker, Lindgren), jene des Yosemite Tals (für die Sierra Nevada s. a. 457, für die Gabriel-Berge 458), von Pajaro in der Küstenkette (A. Reid) und die reich differentierte Serie von Point-Sal an der Küste (Fairbank). Von da und weiter nördlich von S. Luis Obispo wurden miocäne Teschenite festgestellt vom Cerro de las Virgines Leucitophyr (Chrustschoff), was ebenso wie die von Ransome (459) beschriebene Folge: Granit, viel später pacifische Effusiva, zuletzt Hinneigen zur atlantischen Sippe (Latite), am Westabhang der Sierra Nevada (Stanislausfluß) ein analoges,[1]) wenn auch viel weniger deutliches Bild gewährt wie die Ostseite des Felsengebirges.

---

[1]) Siehe hierzu auch Cross, The natural Class. of ign. rocks. Quart. Journ Geol. Soc., Vol. LXVI, p. 477.

Über mexikanische pacifische Eruptivgesteine handelt eine ganze Serie von Arbeiten. Hovey betont neben den jungen Eruptivgesteinen das Vorhandensein von zugehörigen Tiefengesteinen in der Sierra madre occidentale (460, 461); Freudenberg weist auf die allmähliche Änderung des Gesteinscharakters im Verlauf der vulkanischen Entwicklung hin (462); Dannenberg und Waitz behandeln eine ganze Reihe von mexikanischen Vulkanen mit ihren erzeugten pacifischen Produkten (463, 464). Siehe ferner 465, 466. — Ähnliches wie für Mexiko gilt auch für die jungen Eruptivgesteine des übrigen Mittelamerika (467—469), und auch der Durchstich des Panamakanals hat nur andesitisches Material zutage gefördert (470). Interessant und Nordamerika analog ist der Nachweis von relativ jungem Theralith an der Ostseite der Kordilleren in Costa Rica (E. Wolff). — Bekanntlich herrscht in den Antillen die pacifische Sippe; auch ältere Gesteine dieser Sippe sind bekannt. Hier hat der verderbenverbreitende Mt. Pelée eine Menge petrographischer Arbeiten über seine Hypersthenaugitandesite veranlaßt, darunter das umfangreiche Werk Lacroix (471).

Das Bild Südamerikas — von Zentralamerika bis nach Patagonien und Feuerland erinnert in der Verteilung der pacifischen und atlantischen Sippe vielfach an Nordamerika. Wohlbekannt sind die für die Entwicklung der Petrographie bedeutungsvollen atlantischen Gesteine Brasiliens (Rio de Janeiro, Osten von San Paolo, Süden von Minas Geraes (472—475). Soweit bekannt ist, scheint ein mehrfacher Wechsel der Sippe in den bezeichneten Gebieten im Verlauf der geologischen Epochen vorgekommen zu sein.

Aus Paraguay kennt man gleichfalls seit langem atlantische Gesteine (476—478). Ganz an die nordamerikanischen Verhältnisse erinnern jene atlantischen Gesteinsprovinzen, die in den östlichen Anteilen der Kordilleren angesiedelt sind. Eine Reihe von Arbeiten der letzten Zeit haben da unsere Kenntnisse wesentlich bereichert. So ist von großem Interesse der Nachweis von tertiären Eruptivgesteinen in Kolumbia am Westrande der Grabenversenkung zwischen Zentral- und Ostkordilleren, welche eine Mittelstellung zwischen atlantischer und pacifischer Sippe einnehmen und sowohl in Erguß-(Latite) als auch in Tiefenfacies (Quarz-monzonite) erscheinen. Letztere sind den Andengesteinen Stelzners an die Seite zu stellen. Ähnliche Verhältnisse treffen wir auch längs des Andenzuges in Argentinien an. Auch da wird wiederholt hingewiesen auf Vergesellschaftung relativ junger atlantischer Gesteine mehr im Osten des Gebirges mit Monzonit und ebenso auf gelegentliches Auftreten von Monzonit im Zusammenhang mit pacifischen Gesteinen. Diese letzteren herrschen in der Andenkette fast ausschließlich (480—483). Leider ist vorderhand über die genaue Altersbeziehung der beiden Sippen in Südamerika

wenig Genaues bekannt; doch scheinen die beiden Sippen in den Anden zeitlich nicht sehr weit voneinander zu liegen und stellenweise ein Übergang von der einen Sippe zur anderen stattzuhaben, ähnlich etwa wie in Java, Timor und anderen Gebieten. Es soll hervorgehoben werden, daß in vielen Gebieten der Anden und der benachbarten Gebiete Südamerikas bis heute nur pacifische Gesteine gefördert wurden (484—487) und daß vielfach auch da, wo atlantische Gesteine sichtbar sind, deren Eruption oft mit Sicherheit in die Kreide oder in das Tertiär verlegt werden kann, ältere pacifische Gesteine gefunden wurden, die in verschiedenen geologischen Epochen gefördert worden sind (Quensel). So werden als vermutlich nahe dem Beginn des Paläozoikums oder noch viel früher manche pacifische Intrusivmassen der pampinen Sierren Zentralargentiniens gelegt, die bisweilen stark differentiert sind (Sierra de Cordoba usw.) während analog Mitteleuropa eine reiche Förderung von pacifischen Ergußgesteinen in weiten Gebieten Argentiniens und der Kordilleren im Permokarbon erfolgt ist, außerdem aber auch noch in der Trias.

Von Bedeutung ist ferner in der eigentlichen, zentralen Andenkette der Nachweis intrusiver pacifischer Tiefengesteine in ungeahnter Zahl, denen vielfach relativ jugendliches Alter zukommt. Ihre granodioritische Natur entspricht dabei durchaus den in den Anden vorherrschenden Andesiten, Daciten und Lipariten. Zeitlich später als die genannten Effussiva gelangten die basaltischen Magmen zur Eruption. Den eben genannten Intrusivgesteinen hat Steinmann eine eingehende Untersuchung gewidmet und ihre Anordnung, wie sie sich aus der oberflächlichen Verbreitung des Massengesteins ergibt, mit einer der Gebirgsachse parallel ziehenden Perlschnur verglichen. Steinmann bringt diese Tiefengesteine in Zusammenhang mit mächtigen Hohlräumen, die infolge der Hauptfaltung der Gebirge gebildet und dann nachher mit Intrusivmagmen erfüllt worden sein sollen. Siehe hierzu auch Bergeats und Stübels Untersuchungen (488).

Rückblick.

Nochmals kurz die Anden Südamerikas überblickend kann gesagt werden, daß pacifische Gesteine zu wiederholtenmalen im Lauf der geologischen Epochen zur Förderung gekommen sind, daß pacifische Gesteine auch im Tertiär zur Eruption gelangten, denen sich vielfach vornehmlich im östlichen Teil der Gebirgskette atlantische Sippe, die möglicherweise auch schon etwas früher geherrscht hatte, anschloß, während in der Zentralkette die pacifische Sippe ungestört fortwaltete, stellenweise bis in die Gegenwart. Ähnliches gilt auch für die Anden und das Felsengebirge Nordamerikas.

Auf den im pacifischen Ocean gelegenen vulkanischen Inseln westlich von Zentral- und Südamerika, scheint predazzische Serie zu herrschen. Genaueres ist nur von den Iuan Fernandezinseln durch Quenzel bekannt. Die dort vorkommenden salischen und femischen Glieder werden auf Differentierung im Kraterschlott zurückgeführt. Es sind Olivin- und Feldspatbasalte, Basanit (Nephelin nicht direkt nachweisbar) Pikritbasalt und Natrontrachyt. Die alkalireichen salischen Gesteine nehmen die höheren Lagen der Inseln ein, die basischen die tieferen. — Die Gesteine der Galopagosinseln zeigen gleichfalls keinen ausgesprochenen Sippencharakter. Andesitische Bimsteine kennt man von dort neben Basalten, in denen die Gegenwart von Nephelin zwar nicht sicher gestellt, aber für nicht unwahrscheinlich gehalten wird (489). — Auf der zum amerikanischen Kontinent analog den beiden früher genannten Inselgruppen gelegenen Clippertoninsel tritt Trachyt auf, ebenso auf der noch weiter im Ocean liegenden Osterinsel. Beziehen wir diese Inseln noch auf die Anden, so würde östlich und westlich der Anden die vulkanische Tätigkeit atlantische Sippe oder mindestens predazzische Serie geliefert haben.

Ähnliche geologische Verhältnisse wie in Patagonien und auf Feuerland herrschen nach Wilckens auch auf Grahamland (490, 491). Neben verschiedenaltrigen Gliedern der pacifischen Sippe werden hier und auf der Insel Wandel Alkaligesteine angegeben. Die nördlich liegende Insel Decepcion zeigt noch jetzt Vulkanismus. — Von Kaiser-Wilhelms II.-Land ist Leucitbasalt bekannt (492). Ebenso beschreibt Reinisch (493) vom Gaußberg atlantische Gesteine. Auch die Terrorvulkane sind atlantisch. — Eine reiche Kollektion der verschiedenartigsten Gesteine aus den Südpolarländern behandelt Prior. Die atlantischen Gesteine bringt er wie Lacroix mit Gesteinen von Tahiti mit jenen auf Neuseeland in Bezug (494).

Schluß.

Nur der kleinere Teil unserer Erde ist geologischen Untersuchungen zugänglich, von diesem wieder bietet nur ein kleiner Teil Gelegenheit Massengesteine zu studieren und noch beschränkter sind die Gebiete, wo Massengesteine verschiedener geologischer Epochen verglichen werden können. Immerhin lassen sich gewisse Gesetzmäßigkeiten erkennen.

Ein Überblick über die Assoziation der Gesteine innerhalb kleinerer, oft auch sehr großer Gebiete auf der Erdoberfläche lehrt, daß in den weitaus meisten Fällen die vornehmlich und in gleicher Weise von

Rosenbusch und Becke erkannte und von einer Reihe von anderen Forschern vertretene Ansicht von der Existenz zweier großer Gesteinsreihen mit höchst merkwürdiger Selbständigkeit, der pacifischen und der atlantischen Sippe, zu Recht besteht. Setzen wir bei jeder der beiden Sippen nach der Ansicht Broegger's und Idding's voraus, daß ihre Gesteine von je einem Stammagma herzuleiten sind — als Parallele dazu können zahlreiche Tiefengesteine mit ihren Differentiationsprodukten angesehen werden —, so folgt aus den zahllosen Beobachtungen, daß es höchst selten vorkommt, daß eines der beiden Stammmagmen — trotz der Fülle und Mannigfaltigkeit in der polaren salfemischen Gesteinsausbildung der eigenen Sippe — ein Gestein zu liefern imstande ist, das den ausgeprägten mineralogischen und chemischen Charakter der anderen Sippe aufweist. Kommt es tatsächlich vor, so können Assimilationsmomente mitspielen, oder das Stammmagma ist samt seinen Dependenzen erschöpft und es schließt sich Urmagma oder das andere Stammagma dem erschöpften an. Dabei folgt häufiger die atlantische Sippe auf die pacifische als umgekehrt.

Beide Sippen sind über die ganze Erde hin verbreitet und von einer vorgebildeten stofflichen Inhomogenität ganz großen Stiles etwa in der Ausbildung einer atlantischen und pacifischen Erdhälfte kann an unserer Erdoberfläche jedenfalls nicht die Rede sein (26). Dagegen haben auf weniger weit gedehnte Territorien hin solche Inhomogenitäten bestanden und die schon von Reyer ausgesprochene und ins Detail entwickelte Schlierentheorie dürfte teilweise zu Recht bestehen, indem die Gesteine der pacifischen und atlantischen Serie nicht überall in gleichen Massenverhältnissen am Aufbau der Erdrinde teilgenommen haben [siehe hierzu auch Erdmannsdörfer] (495). Neuerdings hat auch Bergeat auf diesen Umstand hingewiesen, der sich dahin äußert, daß gewisse Familien der Massengesteine nur in der einen oder anderen Gegend und keineswegs immer ein gewisses stoffliches Kolorit dadurch erhalten, daß sie in Zusammenhang mit bestimmten Metallzonen gebracht werden können (496).

Eine Entscheidung über das genaue Ausmaß solcher Inhomogenitäten hindert vor allem der Umstand, daß manche Gebiete seit sehr frühen geologischen Epochen keine eruptive Tätigkeit zeigen — hier haben übrigens auch seither keine größeren tektonischen Störungen stattgefunden — andere dagegen eine öfters sich wiederholende, daß in letzterem Falle einerseits zu wenig tiefgreifende geologische Aufschlüsse vorhanden sind, andererseits die Quanten der durch Atmosphärilien fortgetragenen Massen auch nicht einmal annähernd abgeschätzt werden können.

So wie zur Jetztzeit die tätigen Eruptivgebiete der verschiedenen Gegenden der Erde recht heterogene Produkte liefern, hier pacifische, dort atlantische Gesteine, ebenso war es auch in früheren geologischen

Perioden. Jedoch ist unverkennbar, daß der ältesten Geschichte unserer Erdrinde fast nur pacifische Gesteine angehören, insbesondere auch die Gesteine der Charnockit-Anorthositreihe, später nimmt die atlantische Sippe allmählich an Verbreitung zu.

Die sehr weite Erstreckung mancher petrographischer Provinzen und ihr gleichbleibender Chemismus und Mineralbestand in der Gesteinswelt, gleichgiltig ob Vulkangebiete in Faltengebirgen in Betracht gezogen werden oder ausgedehnte Bruchfelder, macht es in hohem Grade unwahrscheinlich, daß unter jedem Vulkan ein schon seit alten Zeiten separierter Herd zu suchen ist — ein Magmabasin im Sinne der STÜBEL'schen Panzerdecke (s. hierzu 497) —, es muß vielmehr an einen viel innigeren Zusammenhang der Gesteinswelt einer petrographischen Provinz gedacht werden und man gelangt so wieder zu einer Magmenzone in nicht sehr großer Tiefe, welche vielleicht annähernd durch die geothermische Tiefenstufe gegeben wird. Dabei wird von anderen Ursachen der Erdwärme abgesehen (498).

Provinzen wie die brittanoarktische oder jene der Anden erfordern überaus weit gedehnte solche Magmenzonen, so daß zusammen mit den Ergebnissen der Erdbebenforschung mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, daß unter der gesamten Erdoberfläche eine magmatische Zone mit glutflüssigem und auch infolge hohen Drucks relativ sehr zähem Material gelegen ist, das aber eben infolge des enormen Druckes befähigt ist, sich bei Druckentlastung in großer Tiefe ähnlich zu verhalten, wie eine Masse von sehr geringer Viskosität.

In lateralem Sinne nun sowohl wie auch in vertikalem ist diese Magmenzone inhomogen. Homogenität scheint sich erst in bedeutender Tiefe (etwa 120 km) einzustellen. Ersteres verrät sich in einem gegebenen Zeitpunkt im Wechsel des Sippencharakters oder der Gesteinswelt der Sippe auf der Erdoberfläche in horizontalem Sinne, letzteres kommt temporal zum Ausdruck durch Wechsel des Sippencharakters usw. im Lauf der Zeit im selben Gebiet, wenn von tektonischen Verschiebungen abgesehen wird.

Diese Inhomogenität der Magmenzone, wie sie sich in den beiden Sippen äußert, stellt sich aber nicht plötzlich, sondern allmählich (predazzische Serie) ein und zwar sowohl in lateralem als temporalem Sinne. In letzterem darf keine längere zeitliche Unterbrechung der eruptiven Tätigkeit eintreten, in ersterem Fall kann ein relativ rascher Wechsel hervorgerufen werden durch Faltengebirge oder tief reichende Bruchfelder. — Für temporale und laterale Änderung bietet der östliche Ast der Liparen ein vorzügliches Beispiel. Ein analoges im lateralen, zum Teil auch temporalen Sinne, bieten die tertiären Eruptiva von „Schlesien, Böhmen, Deutschland“ über „Frankreich“ bis „Korsika und Sardinien“. In temporalem Sinne manche Vulkangebiete

des nördlichen Mittelitalien, das Eruptivgebiet von Gleichenberg und die Diabase des Devons in Westdeutschland. All diese Momente sprechen für eine weithin gedehnte und vermutlich universelle Magmazone, über deren Dicke einstweilen nichts gesagt werden kann, wenn von der bekannten Zustandsänderung in sehr großer Tiefe (1500 km) abgesehen wird.

Betreffs der einzelnen Gesteine innerhalb der Sippe ist bekannt, daß die Unterschiede untereinander viel beträchtlicher sind als jene anloger Gesteine der beiden Sippen. In manchen Fällen kann es unmöglich sein, mit Sicherheit zu entscheiden, ob ein vorliegendes Gestein der einen oder anderen Sippe zufällt. Wie ein Blick auf die Lage der Projektionspunkte im Osann'schen Dreieck und auf die SiO_2-Ordinate in der Becke'schen Arbeit lehrt, überdecken sich stellenweise die Gesteine der beiden Sippen hinsichtlich des Projektionspunktes im Dreieck oder in der SiO_2-Ordinate oder endlich in beiden. (Von der SiO_2-Ordinate der Charnockit-Anorthositreihe müßte abgesehen werden). Insbesondere wird dies der Fall für die Gesteinsreihen nahe F [1]) und A. Dann kann noch in manchen Fällen das Mengenverhältnis der in der Dreiecksprojektion nicht zum Ausdruck kommenden Stoffe, insbesondere das Verhältnis der Alkalien und jenes von FeO und Fe_2O_3 Aufschluß geben. Leider ist letzteres oft mit Fehlern behaftet. In zweifelhaften Fällen können dann noch selbst bei chemisch sehr nahe stehenden Gesteinen mineralogische Kennzeichen Aufschluß über die Zugehörigkeit zur einen oder anderen Sippe geben, insbesondere bei den SiO_2-reichsten Gesteinen. Bisweilen schwindet auch diese Unterscheidungsmöglichkeit und zwar besonders nahe F. Aus solchen Einzelfällen wird von mancher Seite eine Geringwertung der Sippen für die Systematik gefolgert. Dies ist ungerechtfertigt, denn analoge Zweifel ergeben sich oft auch innerhalb der Sippe. Abgrenzung von Andesit und Basalt, Granit und Diorit usw. — Gelegentlich der Durchsicht zahlreicher petrographischer Arbeiten fiel es dem Autor auf, daß öfters Analysen an durchaus nicht einwandfreiem Material zur Klärung in zweifelhaften Fällen, ob atlantisch oder pacifisch durchgeführt worden sind. In solchen Fällen erweckt zwar eine Analyse den Anschein größerer Exaktheit, sie führt aber bei nicht einwandfreiem Material eher zum Irrtum als zur richtigen Erkenntnis. — Es ist bekannt, daß insbesondere CaO und die Alkalien leicht ausgelaugt werden (499—501). Ob dieses oder jenes hängt vielfach von der Art des Nebengesteins ab (89). Sehr oft wird auch das Verhältnis von $K_2O:Na_2O$ verschoben (150, 502, 503). Gerade diese genannten Substanzen sind aber für die hier

[1]) In dem von Becke studierten Eruptivgebieten fehlen die basischen Glieder der pacifischen Sippe und die sauersten der atlantischen.

angestrebte Deutung von größter Wichtigkeit. Wirklich einwandfrei unveränderte Eruptivgesteine sind verhältnismäßig sehr selten. Einzig und allein für diese hat — wenn es sich um Systematik handelt — die von amerikanischen Forschern in sehr lobenswerter Weise stark betonte Wichtigkeit der genauen chemischen Zusammensetzung einen Sinn. Für alle anderen aber darf der chemischen Zusammensetzung nur ein geringeres Maß von Bedeutung zugemessen werden. Leider wird diesem Standpunkt wenig Rechnung getragen, was insbesondere auch viele von manchen amerikanischen Forschern studierte und für die Systematik verwerteten Gesteine, die in Handstücken im Handel sind, klar erweisen. Daher die so oft eintretende und wenig Vertrauen erweckende krasse Inkongruenz zwischen beobachteten Mineralien (von bekannter Zusammensetzung) eines Gesteins und den Standardmineralien, die aus der Analyse nach amerikanischem Rezept gerechnet sind. Eine sorgfältige optische Untersuchung hat da vielmehr Anwert auf Exaktheit als die chemische Analyse.

In vielen der durchgesehenen Arbeiten, in denen pacifische und atlantische Gesteine in einem Zuge aus einem enger begrenzten Gebiete genannt werden, ist keineswegs auf eine genauere Altersbeschreibung der angegebenen Gesteine Rücksicht genommen. — Die Änderung des Sippencharakters im Laufe der Zeit in einem bestimmten Gebiete ist aber eine der zweifellosesten Erkenntnisse, die aus einschlägigen Studien folgt und es fördert nur den Irrtum, wenn dem Zusammenvorkommen von Gesteinen verschiedener Sippe, welche nichts untereinander gemeinsam haben als die heutige räumliche Lage, zu viel Gewicht beigelegt wird. Eine engere Gauverwandtschaft kann aber nur von Gesteinen erwartet werden, die weder temporal weit voneinander liegen, noch auch im lateralen Sinne zu weit voneinander entfernt sind. Auch kann folgender Umstand noch ein scheinbar atlantisches resp. auch pacifisches Gestein hervorrufen. In manchen Fällen werden Einschlüsse vom Magma völlig resorbiert. Graniteinschlüsse können so unter Umständen in pacifischem basaltischen Magma zur Ausbildung von Ägirin oder Ägirinaugit führen. In den Euganeen wurde solches nachgewiesen (89), allerdings konnten in fast allen Fällen noch zahlreiche Reste nicht völlig resorbierter Granitminerale nachgewiesen werden. Siehe hierzu auch 20, 504—511. Sind die Einschlüsse nicht mehr nachweisbar, so wird unter Umständen ein Herausspringen aus der Sippe vorgetäuscht.

Es muß aber bemerkt werden, daß der Assimilation in den weitaus meisten Fällen viel zu viel Bedeutung zugemessen wird. Siehe hierzu 288—290, 512—520, ferner Brögger, Goldschmidt 248, 291, 521. Die in vielen Ergußgesteinen und auch in vielen Tiefengesteinen bei der Effusion resp. Intrusion bereits ausgeschiedenen

Einsprenglinge von Mineralien mit nicht übermäßig hohen Schmelzpunkten (248), führen eine beredte Sprache sowohl für die Unfähigkeit solcher Magmen zu weitgehender Assimilation als auch für die Annahme einer Magmenzone in nicht sehr großer Tiefe. Jedenfalls ist es eine durchaus verfehlte Auffassung, die man in dem einen oder anderen geologischen Werke liest, der Granit usw. frißt sich wie eine Stichflamme zur Erdoberfläche.

In logischer Konsequenz der geothermischen Tiefenstufe dürfte man ausgedehnte Assimilation nur in sehr großer Rindentiefe für möglich halten. Sie wird aber dort beeinträchtigt oder verhindert durch die überaus hohe Viskosität infolge des hohen Druckes und durch das Moment der ja doch wohl allmählich fortschreitenden Abkühlung der Erde. — Von etwas größerer Bedeutung könnte die Assimilation bei Rindenverschiebungen durch Faltung werden, doch würde man auch in diesem Falle nur annehmen können, daß eine solche Assimilation sich bezieht nur auf Massengesteine oder Orthogesteine, denn irgendwie müßte im gegenteiligen Fall bei einem Einschmelzen von Sedimenten der bunte Wechsel der sedimentären Gesteine in einem so weiten Gebiete wie es die Anden sind, bei den neugebildeten Gesteinen in chemischer und mineralogischer Hinsicht doch zum Ausdruck kommen. Ebenso müßte doch wohl in einem atlantischen Gebiet, wie es das tertiäre Deutschland und Böhmen war, irgendwo Gelegenheit gewesen sein, durch Assimilation der früher gelieferten überaus stark an Masse vorwiegenden pacifischen Gesteine eine pacifische Provinz auszubilden.

Im großen ganzen kann gesagt werden, daß es Eruptivgebiete, welche nur intermediäre Gesteine enthalten, die also genau in der Mitte der pacifischen und atlantischen Sippe liegen und die von einem entsprechenden Urmagma abgeleitet werden müßten, äußerst selten sind. Das deutet auf eine ausgesprochene Zielstrebigkeit eines solchen intermediären Urmagmas hin, ein pacifisches oder atlantisches Stammmagma zu liefern. Dieser Vorgang hat sich zumeist bereits in der magmatischen Zone der Erde abgespielt. Seltener spielt er sich direkt ab für die Erdoberfläche und dafür liefern Beispiele fast alle Provinzen mit predazzischer Serie. Die genannte Zielstrebigkeit in Gebieten mit predazzischer Serie und die Ableitungsmöglichkeit der Gesteine der weitaus meisten petrographischen Provinzen von einem entweder atlantischen oder pacifischen Magma — besonders schön zeigt sich dieser Zusammenhang in den weitaus meisten Tiefengesteinsmassiven und deren Differentiationsprodukten — sind es auch, welche die schwerwiegendsten Gründe dafür abgeben, die pacifische und atlantische Gesteinssippe als Grundlage eines natürlichen Systems der Massengesteine zu wählen. Tatsächlich erscheint die Systematik der Massengesteine in diesem Sinne in Reinisch's Petrographie durchgeführt

und sie ist praktisch in ähnlicher Art schon früher an verschiedenen mineralogischen Lehrkanzeln gelehrt worden. Und wenn selbst in manchem Eruptivgebiet eine unaufgeklärte Ausnahme sich findet, kann man aus den bisherigen Erkenntnissen mit gutem Rechte WAGNER's Spruch gelten lassen: „Der Regel Güte daraus man erwägt, daß sie auch 'mal 'ne Ausnahm' verträgt".

Jedenfalls würde eine Systematik der Gesteine nach sauren neutralen und basischem Charakter, wie dies erst vor ganz kurzem wieder vorgeschlagen wurde, einem Rückschritt um $^1/_4$ Jahrhundert gleichzustellen sein.

Über die Ursache der oben genannten Zielstrebigkeit kann vorderhand nichts Sicheres gesagt werden. Der Erklärungsversuch der Entstehung der pacifischen Sippe durch Schmelzung der Sedimente (522) muß bei der überraschenden Ähnlichkeit analoger Gesteinstypen einer pacifischen Provinz von der Ausdehnung der Anden, wobei außerdem genau gleiche Typen in vielen anderen pacifischen Provinzen der Erde auftreten — analoges gilt für die atlantischen Provinzen —, abgelehnt werden, um so mehr, als die Hauptmasse der ältesten Massengesteine der Erdrinde pacifisch sind. DALY's Versuch der Erklärung der atlantischen Sippe ist verfehlt (523). Inwieweit ROSENBUSCH's Feststellung, daß gewisse Stoffe in schmelzflüssiger Lösung sich gegenseitig bedingen und ausschließen für die Erklärung der Sippen heranzuziehen sind, ist vorderhand noch nicht angebbar.

BECKE gibt in seiner Arbeit auf Grund eingehender Berechnungen als Ursache an, daß im böhmischen Mittelgebirge relativ mehr die schweren, im Andengebiet die leichten Elemente vertreten sind und stellt sich vor, daß bereits zur Zeit, als die Elemente noch im Gaszustand den Erdball zusammensetzten eine Differenzierung nach der Gasdichte erfolgt sei, demgemäß die oberen Schichten Gesteine der pacifischen, die unteren Gesteine der atlantischen Sippe liefern. — Freilich muß dazu bemerkt werden, daß diese Meinung nur teilweise Stütze in dem spezifischen Gewicht der Tiefengesteine findet, denn eine mit diesem Gegenstand sich befassende Arbeit BECKE's (524) ergibt, daß dem sauren Ast der atlantischen Sippe ein niedrigeres spezifisches Gewicht zukommt wie dem analogen der pacifischen Sippe. In den basischen Ästen der beiden Sippen zeigt sich höheres spezifisches Gewicht bei der atlantischen Sippe. Immerhin würde von einem pacifischen und atlantischen Stammagma, deren $a - f = 0$ ist dem letzteren ein höheres spezifisches Gewicht zukommen. (Über eine noch andere Deutung siehe später.)

Während, wie BECKE aufmerksam gemacht hat, die längs den jungen Kettengebirgen aufgereihten Gesteine pacifisch sind, gehören die Vulkanausbrüche längs Schollenbrüchen der atlantischen Serie zu. Letzteres gilt aber, wie betont werden muß, keineswegs allgemein.

20*

Die den Kettengebirgen aufgesetzten Vulkane liefern bekanntlich mit Vorliebe Dacite, Andesite, Trachyte. Noch eine andere Beobachtung kann da mitverwertet werden. In den Achsen der Faltengebirge treffen wir sehr häufig pacifische Intrusivmassen an, die im Alter gleich oder wenig jünger mit der Faltung sind. Dabei haben die alten Gebirge der Erde meist sehr SiO_2 reiche Kerne, während in den jüngeren tonalitische bis dioritische vorwiegen. Jedenfalls ist das Geknüpftsein von pacifischen Gesteinen an Faltengebirge häufiger als man bisher angenommen. Würde der pacifischen Sippe durchgehend ein niedrigeres spezifisches Gewicht zukommen als der atlantischen, so wäre die Tatsache leicht verständlich, so aber wiegen hier gerade die SiO_2 reichen Gesteine vor (525). Auch die Tatsache, daß in einem und denselben Territorium im Verlauf der geologischen Entwicklung Wechsel von pacifisch zu atlantisch, dann wieder pacifisch usw. gar nicht so selten ist, weist auf Komplikation der Verhältnisse

Solche können, wie früher gelegentlich angedeutet wurde, in Krustenverschiebungen über der Magmenzone ihren Grund haben, so daß also ein Stück Erdrinde mit darauf befindlichen Eruptivgesteinen über eine andere Magmenzone zu liegen kommt, woraus dann auf eine Regelmäßigkeit der Sippenfolge auf einem Krustenteil im Verlauf der geologischen Epochen gar nicht zu rechnen ist. Auch muß die Möglichkeit im Auge behalten werden, daß eine solche unregelmäßige Folge dadurch entsteht, daß bei längerem Aussetzen eruptiver Tätigkeit unter der Erdrinde infolge allmählicher Abkühlung von außen her die Erstarrung weiterschreitet und so Glieder der Kette für die Erdoberfläche ausfallen.

Immerhin sind aber Beispiele mit mehrfachem Sippenwechsel so häufig, daß dem eine Gesetzmäßigkeit zugrunde zu liegen scheint. Dies sowohl wie auch die nicht ganz verläßlichen Gewichtsunterschiede führen zur Deutung, daß zwar eine Sonderung nach dem Atomgewicht im beschränktem Maße vorgebildet gewesen sein wird, so daß fast ausschließlich pacifische Gesteine der ältesten Erdgeschichte zugehören, daß aber in den folgenden geologischen Epochen ein Zerfall eines monzonitischen Urmagmas in atlantisches und pacifisches Stammagma stattgefunden hat und noch stattfindet und daß dieser Zerfall in der irdischen Magmazone mehr in vertikalem Sinne erfolgt. Dabei scheint die pacifische Sippe die Tendenz zu haben, gegen die Erdkruste, gegen die Abkühlungsfläche zu wandern. Hierbei muß nicht allein das spezifische Gewicht des Magmas eine Rolle spielen, sondern es kann auch noch der folgende Umstand mit in Rechnung gezogen werden.

Überblickt man die Schmelzpunkte jener Minerale, welche in den pacifischen Gesteinen überwiegen, so kommen insbesondere Quarz, rhombischer Pyroxen, Mg- und Ca- reiche Glieder der Pyroxen- und

Amphibolreihe, insbesondere auch basische Plagioklase in Betracht. Im Gegensatze hierzu haben die Fe reichen — besonders die Alkali-Pyroxene und Amphibole — viel niedrigere Schmelzpunkte. In den Feldspaten und Feldspatvertretern macht sich in Summe ein sonderlicher Unterschied nicht bemerkbar, denn der hohe Schmelzpunkt des Leucits wird durch jenen des Nephelins und durch einzelne Glieder der Sodalithreihe paralysiert. Es darf außerdem dabei nicht an die ausgesprochene Armut der atlantischen Gesteine an Quarz vergessen werden, dessen Schmelzpunkt sehr hoch liegt und so das Verhältnis bei Feldspaten und bei Feldspatvertretern dann in ähnlichem Sinne verschiebt, wie es in den Pyroxen und Hornblendemineralien ausgesprochen ist. — Wenn auch für den Schmelzpunkt eines Gesteinsglases keineswegs, wie eine Reihe von Untersuchungen ergeben haben, das Durchschnittsmittel der Schmelzpunkte der Gesteinskomponenten maßgebend ist, indem bekanntlich noch eine Reihe anderer Momente mit in Betracht kommt (Doelter), so verschiebt doch zunehmender SiO_2-Gehalt den Schmelzpunkt nach oben.

Jedenfalls aber können Vorwiegen von leichten Elementen und Anreicherung von durchschnittlich schwerer schmelzbaren Verbindungen in den Andengesteinen dahin verwertet werden, daß eine Wanderung dieser Verbindungen gegen die Abkühlungsfläche hin eintritt. Diese Wanderung ist also zentrifugal.

Beide Umstände würden es auch verständlich machen, daß gerade die pacifische Sippe sich mit Vorliebe in den Kettengebirgen findet.

Da Spannungen in der Erdrinde sich zwar lokal in Faltung auslösen, aber voraussetzen lassen, daß die Erdkruste nicht nur in ihren oberflächlichen Teilen — wie vielfach in den Alpen — sondern auch in ihrer Gesamtheit über der angenommenen magmatischen Zone auf weitere Strecken hin eine Verschiebung erfahren muß, so wird bei dieser Voraussetzung folgendes verständlich. Die durch die jeweiligen Umstände zur Wanderung veranlaßte Erdkruste — so kann eine solche Wanderung der Kruste eintreten infolge Verminderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde und darauf folgender Änderung der Abplattung, wie dies Böhm (526) in einer tiefgründigen Arbeit auseinandergesetzt hat — streift bei ihrer Fortbewegung oberflächlich sitzende pacifische Magmenzonen ab und nimmt sie mit, was eine Anhäufung pacifischen Materiales unter den Kettengebirgen zur Folge hat. Dieses wird in die Antiklinen der Gebirge *während* der Faltung emporgepreßt. Dabei teilt der Autor nicht die Ansicht, daß große Hohlräume während und nach der Faltung entstanden sind, die nachträglich mit Magma erfüllt werden. Solch große Hohlräume wären undenkbar. — Manche von diesen Intrusionen, besonders die tiefer gelegeneren und umfangreicheren dürften direkte Herde für Vulkane abgegeben haben. Vielleicht sind gerade kleine sehr stark

differentierte Eruptivgebiete — wie beispielsweise die Euganeen — auf eine größere in beträchtlicher Tiefe sitzende Intrusion zurückzuführen. Die früher genannten Herde würden aber in einem viel engeren Konnex mit der magmatischen Zone gebracht werden müssen als jene der Stübel'schen Theorie. Doch besteht nicht die Notwendigkeit der Voraussetzung von Herden unter jedem Vulkan; ein einmal geöffneter Zufuhrkanal selbst von einer Länge von 30 und mehr km bleibt offen infolge hydrostatischer Momente der Lavasäule; im Falle der Abkühlung derselben bleibt er trotzdem der prädestinierte Weg infolge der differenten Kohäsionsverhältnisse gegenüber dem Nebengestein und auch dadurch, daß auch noch nach erfolgter Eruption entweichende Gase und Dämpfe eine Lockerung der Füllung des Zufuhrkanals im Gefolge haben. Lange Kraterschlöte, die damit gegebenen Reibungsverhältnisse und die relativ große Zähigkeit des Magmas in größerer Tiefe infolge hohen Druckes lassen es verstehen, daß benachbarte Vulkane sich nicht wie kommunizierende Röhren verhalten. Das Erlöschen der Vulkane ist zurückzuführen auf Erkaltung der eventuellen Intrusionen und auf erreichten Gleichgewichtszustand zwischen genügender Festigkeit der Erdkruste infolge Nachlassens größerer tektonischer Einwirkungen und gleichmäßigerer und langsamerer Erstarrung in der Magmenzone selbst.

Der früher berührte Umstand der Anhäufung von pacifischem Material unter den Kettengebirgen kann auch zur Erklärung der Massendefekte unter den Gebirgen verwertet werden.

In gleicher Weise kann auf dieses Abstreichen der pacifischen Sippe der meist rasche Sippenwechsel in Gesteinsprovinzen zurückgeführt werden, welche durch ein Faltengebirge getrennt sind. Dabei sind bisweilen, müssen aber, wie eine Reihe von Beispielen lehrt, keineswegs immer verschiedene Sippen zu beiden Seiten des Faltengebirges realisiert sein. Die Deutung, daß an jener Seite, wo die Stirnregion der Gebirge liegt, atlantische Sippe herrscht, an der entgegengesetzten pacifische, trifft manchmal zu. Es kommt aber ebenso oft vor, daß beiderseits atlantische oder pacifische Sippe herrscht, oder daß nur an einer Seite des Gebirges oder im Zentrum vulkanische Tätigkeit nachweisbar ist.

Innerhalb eines Vulkangebietes selbst scheint es nicht selten vorzukommen, daß die schon vor einer Reihe von Jahren angenommene Differentiation nach spezifischem Gewicht statt hat, eine Meinung, die auch in neuerer Zeit durch manche Beobachtungen gestützt wird (425, 483, 527—530). So läßt Steinmann unter der Tiefsee basische Massen unter dem Festland sauere sich sammeln. Einer Erklärung solcher Differentiation durch Sinken ausgeschiedener Kristalle möchte der Autor allerdings nicht viel Bedeutung zumessen, weil nicht nur die Beobachtung in der Natur recht wenig mit dieser Behauptung harmo-

niert und weil außerdem immer noch nicht über das Außmaß der Volumänderungen des erstarrenden Magmas Klarheit geschaffen ist (Doelter, Fleischer, Wolff usw.). Auch würde bereits in einer Tiefe von 150 km nach Vogt und Wolf der maximale Schmelzpunkt zu erwarten sein, so daß jedenfalls auch in der oberen magmatischen Zone einem Wandern ausgeschiedener Einzelkristalle bei der infolge des großen Druckes hohen Viskosität nur geringe Bedeutung zugeschrieben werden kann. Von einiger Bedeutung könnte sie nur werden in hoch temperierten mittleren Rindenteilen, doch würden emporsteigende Gase hindernd sein. In den oberen Rindenteilen würde ihr Viskosität infolge rascher Abkühlung hindernd sein. Solche gravitative Differentiation könnte aber nur in vertikal aufgeschlossenen einheitlichen Massengesteinskörpern sichtbar sein. Daraus, daß an der Basis eines Vulkans (527) basischere in der Höhe saurere Massen herrschen, folgt nichts. Ja es beweist das Gegenteil, wenn die basischeren Gesteine die älteren, die saureren die jüngeren sind. Bei einer solchen Differentiation im Kraterschlott sollte auch die zuerst ausfließende Lava eines Ausbruches anders zusammengesetzt sein als die später folgende. Beobachtungen in dieser Richtung sprechen wenig für eine solche Verschiedenheit. Es scheinen vielmehr nach erfolgter Differentiation in flüssiger Phase die so enstandenen Differentiationsschlieren zu wandern. Dies ist wegen größerer Massenwirkung leichter möglich (234, 250). Bei der Eruptionsfolge in der Sippe selbst ist vielfach auch die verschiedene Viskosität SiO_2-reicher und -armer Gesteine bei gleicher Temperatur unterschätzt worden. (Zur Frage der Differentiation siehe insbesondere auch Doelter, Vogt usw.)

Die Differentiation nach spezifischem Gewicht in den Sippen machen sich in dem früher gelegentlich erwähnten Umstand geltend, daß die SiO_2-reichen Effusiva der pacifischen Sippe mehr auf die Höhen, die basaltischen in den Tiefen zum Ausbruch kommen; doch darf nicht an die verschiedene Viskosität dieser Laven und die damit verbundene anders geartete Ausbildung der Eruptivkörper vergessen werden.

Innerhalb der einzelnen Sippe läßt sich fast nie eine regelmäßige Gesteinsfolge feststellen. Anders ist dies wie schon früher erwähnt in der Folge der beiden Sippen im Verlauf der geologischen Entwicklung der Erdrinde. Während in frühester Jugend ihre Eruptiva pacifische Farben trugen, begann sich im Verlauf der Zeiten eine atlantische Schattierung einzustellen und immer mehr zuzunehmen; seit dem Eocän sind fast ebensoviel atlantische wie pacifische Gesteine geliefert worden: in einem Zeitraum, der vielleicht länger sein wird, als das jetzige Alter der Erdkruste ist, werden die an die Oberfläche tretenden Effusiva überhaupt nur mehr atlantische Farben zeigen.

Literaturverzeichnis.

1. W. Iudd, On the ancient Volcano of the district of Schemnitz, Hungary. Quart. Journ. Geol. Soc., 1876, p. 292. — On the Gabbros, Dolerites and Basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland. Quart. Journ. Geol. Soc., 1886, Vol. XLII.
2. Iddings, The origin of igneous Rocks. Philosoph. Soc. of Washington, Vol. XII.
3. O. Lang, Über die Individualität der Gesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XI, S. 467. — Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande. Ebenda, Bd. XII, S. 199. — Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine, Bd. XIII, S. 115.
4. H. Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, S. 144.
5. —, Physiographie der massigen Gesteine. II. Aufl., 1887.
6. M. Hunter u. H. Rosenbusch, Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Min. petr. Mitt., Bd. XI, S. 446.
7. G. Linck. N. J. f. Min., Bd. I, 1893, S. 486.
8. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Krystall. u. Mineral., Bd. XVI, 1890.
9. —, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguáit-Serie. Videnskabselskabets Skrifter, I. Math.-naturw. Kl., 1894, Nr. 4. — II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Ebenda, 1895, Nr. 7. — Das Ganggefolge des Laurdalits. Ebenda, 1897, Nr. 6.
10. A. Osann, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts., Westtexas. Min. petr. Mitt., Bd. XV, S. 394.
11. K. v. Kraatz-Koschlau u. V. Hackmann, Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XVI, S. 197.
12. R. van Horn, Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien. Min. petr. Mitt., Bd. XVII, S. 391.
13. W. Schaefer, Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallonetales. Min. petr. Mitt., Bd. XVII, S. 495.
14. F. Becke, Der Hypersthenandesit der Insel Alboran. Min. petr. Mitt., Bd. XVIII, S. 525.
15. —, Über Alboranit und Santorinit und die Grenzen der Andesitfamilie. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 182.
16. —, Gesteine der Columbretes. Min. petr. Mitt., Bd. XVI, S. 155.
17. A. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. Min. petr. Mitt., Bd. XV, S. 361; Bd. XVI, S. 337; Bd. XVII, S. 526; Bd. XVIII, S. 377. — Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Ebenda, Bd. XXI, S. 261. — Gesteine von Gleichenberg. Ebenda, Bd. XXII, S. 386. — Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. Ebenda, Bd. XXIII, S. 401.

18. A. Michel-Levy, Structure et classification des roches éruptives.
19. O. Mügge, Zur graphischen Darstellung der Zusammensetzung der Gesteine. N. J. f. Min. usw., Bd. 1, 1900, S. 100.
20. F. Becke, Einige Bemerkungen über die Einschlüsse des Granites von Flamanville. Min. petr. Mitt., Bd. XXI, S. 230.
21. Loewinson-Lessing, Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 301, Bd. XX, S. 110.
22. St. Zaleski, Über den Kieselsäure- und Quarzgehalt mancher Granite. Min. petr. Mitt., Bd. XIV, S. 343.
23. A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 351—469; Bd. XX, S. 399; Bd. XXI, S. 365; Bd. XXII, S. 322, 403.
24. F. Loewinson-Lessing, Étude sur la composition chimique des roches éruptives. Bull. de la soc. belge de géolog., 1890. — Studien über die Eruptivgesteine. Compt. rend. d. l. VII. sess. d. Congr. géol. Intern. Russie, 1897.
25. F. Becke, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Min. petr. Mitt., Bd. XXII, S. 209.
26. A. Harker, The natural History of igneous rocks. London 1909.
27. A. Osann, Petrochemische Untersuchungen. Abh. d. Akad. d. Wiss., Heidelberg, mathem.-naturw. Kl., 25. Jänner 1913.
28. A. Schwantke, Das chemische System der Eruptivgesteine und die Theorie ihrer Genesis. Centralbl. f. Min. usw., 1910, S. 169.
29. J. E. Hibsch, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Min. petr. Mitt., Bd. XV, S. 201, Bl. I (Tetschen); Bd. XVII, S. 1, Bl. III (Bensen); Bd. XIX, S. 1, Bl. II (Rongstock-Bodenbach); Bd. XXI, S. 465, Bl. V (Großprießen); Bd. XXIII, S. 305, Bl. IV (Aussig); Bd. XXIV, S. 249, Bl. XI (Kostenblatt-Milleschau); Bd. XXVII, S. 1, Bl. VII (Teplitz-Boreslau); Bd. XXX, S. 381, Bl. VII (Wernstadt-Zinkenstein). — Beitr. z. Geol. d. böhmischen Mittelgebirges, II. Eruptionsfolge usw. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 489. — Über Sodalithsyenit im böhmischen Mittelgebirge und über Beziehungen zwischen diesem Gestein u. d. Essexit. Min. petr. Mitt., Bd. XXI, S. 157. — Beiträge zur Geologie des böhm. Mittelgebirges. Min. petr. Mitt., Bd. XIV, S. 95. — Die salischen Gesteine der Ganggefolgschaft des Essexit im böhm. Mittelgeb. Min. petr. Mitt., Bd. XXIV, S. 299.
30. Hibsch, Über tertiäre Fluoritgänge im Bereich der Erzgebirgsbruchzone und des Teplitzer Quarzporphyrs in Nordböhmen. Min. petr. Mitt., Bd. XXV, S. 483.
31. Irgang, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges (Blatt Lobositz). Min. petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 1.
32. E. Hibsch und F. Seemann, Geologische Karte des böhm. Mittelgebirges. Bl. IX. (Leitmeritz-Triebsch). Min. petr. Mitt., Bd. XXXII, Heft 1 u. 2.
33. H. Michel, Über das Auftreten von Rhönitbasalten im böhmischen Mittelgebirge. Centralbl. f. Min., 1913, S. 195.
34. Hinterlechner, Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. d. geol. Reichs., 1900, S. 469.
35. Förster, Basaltgesteine der Kosel. Böhmisch-Leipa. Jahrb. d. geol. Reichs., 1905, S. 563.
36. Graber, Geologisch petrographische Mitteilungen aus dem Gebiete Böhmisch-Leipa und Dauba. Jahrb. d. geol. Reichs., 1904, S. 431.
37. B. Zahalka, Über einige Eruptivgesteine aus der Umgebung von Melnik und Mšeno. Sitzber. d. böhm. Ges. d. Wiss., 1905, S. 77.

38. J. Jahn, Über das quartäre Alter der Basalteruptionen im mährisch-schlesischen niederen Gesenke. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem. naturw. Kl., Bd. CXVI, Abt. I, Dezember 1907.

39. H. Rühlmann, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Eruptivgesteinen in der Gegend zwischen Böhmisch-Kamnitz und Kreibitz. Lotos. Prag, 1904, S. 169.

40. Pietzsch, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg u. Niesky. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 61, S. 35.

41. H. Scheumann, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nordböhmen. Abhandl. d. mathem.-phys. Kl. d. kgl. Gesellsch. d. Wiss., Bd. 32.

42. Trenkler, Phonolith des Spitzberges bei Brüx. Min. petr. Mitt., Bd. XX, S. 129.

43. F. Bauer, Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens. Min. petr. Mitt., Bd. XXII, S. 266.

44. K. Wohnig, Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. Arch. f. d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. 13, S. 245.

45. A. Krehan. Die Umgebung von Buchau bei Karlsbad in Böhmen. Jahrb. d. geol. Reichs., 1912, S. 1.

46. O. Pohl, Basaltische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. Arch. f. d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. 13, S. 72.

47. H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. 6, 1903, S. 267 bis 308.

48. —, Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss., Bd. XXXVI, 1907. — Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. Ebenda, Bd. XXIV, 1910.

49. F. Kallhardt, Geologische Beschreibung der Umgebung von Spahl in der Rhön mit besonderer Berücksichtigung der Eruptivgesteine. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst., Bd. 30, S. 175.

50. W. Wagner, Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen an der Rhön. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst., Bd. 30, S. 109.

51. J. Soellner, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral usw. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 24, S. 475, ferner Zentralbl. f. Min. usw., 1906, S. 206.

52. Münster, Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtals am Nordrand des Vogelsgebirges. Ztschr. f. prakt. Geolog., 1905, S. 242.

53. C. Chelius, Geologischer Führer durch den Vogelsberg. Mit einer geologischen Karte. Gießen 1906.

54. E. Kaiser u. H. Meyer, Der Untergrund des Vogelsberges. Sitzber. d. naturhis. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalen. Bonn 1913.

55. M. Bauer, Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. Sitzber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin, Bd. 46, 1900, S. 1023.

56. —, Vorläufiger Bericht über weitere Untersuchungen im niederhessischen Basaltgebiet. Sitzber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin, Bd. XLIV, 1903, S. 992 ff.

57. J. d. Ans, Die chemische Klassifikation d. Eruptivgesteine des Großherzogtums Hessen. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1903, S. 33.

58. H. Wiegel, Petrogr. Unters. der Basalte des Schwälmerlandes bis an den Vogelsberg. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIII, S. 345.

59. W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg a. d. Efze. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XVI, S. 241.

60. O. Reuber, Die Basalte südl. von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XIX, S. 503.

R. Bernges, Petrographische Beschreibung der Basalte des langen Berges und seiner Umgebung nördlich von Fritzlar. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXI, S. 610.

K. Heykes, Die Basalte am Westrand der hessischen Senke zwischen Fritzlar und Wolfhagen. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXI, S. 269.

K. Schlossmacher, Die Eruptivgesteine des Habichtswaldes bei Kassel und seiner Vorberge. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXI, S. 641.

61. A. Schwantke, Die Basalte der Gegend von Homberg an der Ohm, insbesondere der Dolerit des Hohen Berges bei Ofleiden. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XVIII, S. 460

62. Schottler, Über einige Basalte der Umgebung von Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. zu Darmstadt, Bd. 20, S. 21.

63. —, Blätter Allendorf und Gießen der geologischen Spezialkarte von Hessen, mit Erläuterungen. Darmstadt 1913.

64. —, Die Eruptivgesteine der Blätter Gießen und Allendorf. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. Darmstadt 1904.

65. Streng, Übersicht über die eruptiven Gesteine der Sektion Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. zu Darmstadt. IV. Folge, Heft 11, S. 18—20.

66. C. Trenzen, Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1902, S. 1.

67. G. Klemm, Über einige Basalte und basaltähnliche Gesteine des nördlichen Odenwaldes. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV. Folge, 1907, Heft 28.

68. Becker, Der Roßbergbasalt bei Darmstadt. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1906, S. 367.

69. —, Über den Roßberg im Odenwald. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 61. S. 28.

70. W. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanst., Bd. 5, S. 160.

71. Rauff u. Kaiser, Siebengebirgs-Exkursion. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 58, S. 282.

72. K. Busz, Heptorit, ein Hauynmonchiquit aus dem Siebengebirge am Rhein. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 2, 1904, S. 86.

73. —, Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge a. Rh. Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., Bd. 62, S. 173.

74. H. Müller, Essexit und verwandte Gesteine der Löwenburg a. Rh. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIII, S. 406.

75. Rauff u. Kaiser, Laachersee-Exkursion. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 58, S. 255.

76. R. Brauns, Die kristallinen Schiefer des Laachersee-Gebietes und ihre Umwandlung zu Sanidinit. Stuttgart, E. Schweizerbart, 18 Taf., 1911.

77. —, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk., Bonn, Naturw. Abt., 16. Jan. 1911.

78. J. Soellner, Über das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl. Zentralbl. f. Min., Bd. 13, S. 230. — Über Leucitnephelintinquaitporphyr aus dem Kaiserstuhl. Ebenda, S. 367.

79. Gruss, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des Kaiserstuhlgebirges. Tephritische Strom- und Ganggesteine. Inaug.-Diss., Heidelberg 1900.

80. Becker, Basalte des Wartenberges bei Geisingen in Baden. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, S. 244.

81. W. Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1894 und 1895.

82. Erdmannsdörffer, Vertreter der Essexit-Theralitreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, 1907, S. 16.

83. R. Brauns, Der oberdevonische Pikrit und die aus ihm hervorgegangenen Neubildungen. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XVIII, 1904.

84. —, Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalsteine und Eisenerz. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 302.

85. —, Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXVII, S. 261 u. Bd. XXVIII, S. 327.

86. F. Heineck, Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod—Überntal bei Herborn. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XVII, 1903, S. 77.

87. L. Doermer, Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XV, S. 594.

88. E. Reuning, Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn—Driedorf. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIV, 1907, S. 390.

89. M. Stark, Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. Min. petr. Mitt., Bd. XXVII, S. 399.

90. —, Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. Min. petr. Mitt., Bd. XXIII, S. 469.

91. E. Rimann, Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges, im besonderen des Leukophyrs Gümbels. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIII, S. 1.

92. Uhlemann, Die Pikrite des sächsischen Vogtlandes. Min. petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 415.

93. M. Weber, Über Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. Zentralbl. f. Min., 1910, S. 37.

94. O. Erdmannsdörffer, Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst., Bd. 29, 1908, S. 20.

95. O. H. Erdmannsdörffer, Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. Zentralbl. f. Min., 1909, S. 33.

96. —, Andalusitführende Porphyroide und Granite vom Ostrand des Brockenmassivs. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 285.

97. A. Johnsen, Die Thüringer Porphyroide. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 27, S. 326. — Petrographische Untersuchung der Harzer Porphyroide. Ebenda, Beil.-Bd. XIV, S. 1.

98. W. Bruhns, Das Granitgebiet zwischen Kaysersberg und Rappoltsweiler. Mitt. d. geol. Landesanst. Elsaß-Lothr., Bd. 7, S. 1.

99. H. Philipp, Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbros des mittleren Wiesentales. Mitt. großh. bad. geol. Landesanst., Bd. 6, 1910, S. 327.

100. P. Niggli, Die Differentiation im Südschwarzwald. Zentralbl. f. Min. usw., 1911, S. 438.

101. C. Chelius, Petrographische Untersuchungen im Odenwald. Zentralbl. f. Min., 1906, S. 689 u. 737, 765.
102. —, Die Quarzporphyre im Odenwald, ihre tektonischen Verhältnisse, ihre praktische Verwertung. Ztschr. f. prakt. Geol., 1905, S. 337.
103. G. Klemm, Über den Quarzporphyr von Weinheim a. d. Bergstraße. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 53, S. 49.
104. —, Führer zu den Exkursionen in dem kristallinen Odenwald und die Umgebung von Darmstadt. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV. Folge, 1910.
105. Beobachtungen über die genet. Beziehungen der Odenwalder Gabbros und Diorite. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. a. d. großh. geol. Landesanst. Darmstadt, Bd. 27, 1906, S. 4, ferner Bd. 28, 1907.
106. W. Salomon u. M. Nowomejsky, Die Lagerungsform des Amphibolperidotites und Diorites von Schriesheim im Odenwald. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1905, S. 240.
107. O. H. Erdmannsdörffer, Altersbeziehung zwischen Gabbro und Granit im Brockenmassiv. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 56, S. 184.
108. —, Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassives. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst., Bd. 26, 1905, S. 374.
109. —, 1. Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. — 2. Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassives. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergak., Bd. XXVII, 1906, Heft 2.
110. F. Solger, Enstatitporphyrit usw. Mittelharz. Ztschr. d. d. geol. Ges., S. 253.
111. Fröbe, Zur Kenntnis syenitischer Gesteinsgänge des sächsischen Erzgebirges. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 272.
112. Dalmer, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Ztschr. f. prakt. Geol., 1900, S. 297.
113. Gäbert, Die Gneiße des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Ztschr. d. d. g. Ges., Bd. 59, S. 308.
114. —, Die geologische Umgebung von Graslitz im böhmischen Erzgebirge. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1899, S. 581.
115. M. Stark, Die Granite des Kaiserwaldes und Bemerkungen zu ihren Kontaktprodukten. Mitt. d. naturw. Ver. d. Univ. Wien, 1913.
116. Uhlig, Die Gruppe der Flasergabbros im sächsischen Mittelgebirge. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, S. 1.
117. Bergt, Magmatische Untersuchungen. Die nordsächsischen Pyroxengranulite und Pyroxenquarzporphyre. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 61, S. 182.
118. Stutzer, Pechstein von Meißen. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 62, S. 102. — Genetische Beziehungen zwischen Porphyr der Meißner Gegend und zwischen Pechstein. Ebenda Bd. 62, S. 205.
119. Sauer, Pechstein von Meißen und Felsitporphyr von Dobritz. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 62, S. 695.
120. E. Rimann, Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst., 1910, S. 482.
121. J. Beger, Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv. Centrbl. f. Min., 1913, S. 457.
122. Voigt, Die basischen Eruptivgesteinsgänge des Lausitzer Granitgebietes. N. Jahrb. f. Min., Bd. 1, 1908, S. 56,
123. Tannhäuser, Der Neuroder Gabbrozug aus der Grafschaft Glatz. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, S. 295.

124. Traube, Untersuchungen an dem Syenit und Hornblendeschiefer zwischen Glatz und Reichenstein in Vorderschlesien. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1890, S. 195.
125. Kretschmer, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1911, S. 53.
126. W. Petrascheck, Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Bd. 59, 1909.
127. L. Milch, Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. Rosenbusch-Festschrift Stuttgart, 1906, S. 127.
128. —, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XII, S. 115; Beil.-Bd. XV, S. 105.
129. —, Ganggesteine des Riesengebirgsgranites. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 56, S. 150.
130. —, Über die Beziehungen des Riesengebirgsgranits (Granitit) zu dem ihn im Süden begleitenden Granitzuge. Centrbl. f. Min. usw., 1911, S. 197.
131. Martin, Gabbrogesteine aus der Umgebung von Ronsperg in Böhmen. Min. petr. Mitt., Bd. XVI, S. 105.
132. —, Über den sog. Syenit von Plan. Min. petr. Mitt., Bd. XX, S. 73.
133. J. Woldřich, Metamorpher Granitporphyr und andere Eruptivgesteine des Böhmerwaldes. Abh. d. böhm. Akad., 1907, Nr. 17.
134. —, Über Ganggesteine und den Zuzlawitzer Kalk im Wolynkatale des Böhmerwaldes. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1901, S. 177.
135. Josef Fischer, Der Granit usw. an der Moldau oberhalb der St. Johann-Stromschnelle. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1, 1902, S. 61.
136. B. Mucha, Über Ganggesteine von Zabeklic und Diabas von Hodkovicky. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1902, S. 59.
137. L. Barviř, Über die chemischen Verhältnisse einiger Gesteine von Eule. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1904, S. 49.
138. Hinterlechner, Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1907, S. 118. Ferner 1900, S. 593; 1902, S. 163.
139. V. Hinterlechner u. C. v. John, Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1909.
140. F. E. Suess und C. v. John, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Bd. 58, Heft 2.
141. F. Mocker, Der Granit von Meißau. Min. petr. Mitt., Bd. XXIX, S. 334.
142. F. Reinhold, Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges. Min. petr. Mitt., Bd. XXIX, S. 361.
143. F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold u. R. Görgey, Das niederösterreichische Waldviertel. Min. petr. Mitt., Bd. XXXII, Heft 3.
144. Bergt, Neue Vorkommnisse von Pyroxengranulit und über dessen allgemeine Verbreitung. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 231. — Pyroxengranulit im Plansker Wald. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 347.
145. —, Über Anorthosit im Granulit des Plansker Gebirges in Südböhmen. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 61, S. 73.
146. Suess, Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1904, S. 389.
147. F. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Min. petr. Mitt., Bd. III, S. 147.

148. H. Klaes, Über einige Ganggesteine aus der niederösterreichischen Gneisformation. Min. petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 275.

149. A. Frentzel, Essexit im Bayrischen Wald. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 240.

150. Z. Rozen, Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Bull. d. Acad. d. science d. Cracovie, 1909.

151. P. Rozlozsnik u. K. Emszt, Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassó Szörény. Mitt. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst., Bd. 16, S. 145.

E. Bergeat, Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXX.

152. F. Berwerth, Der Eläolithsyenitstock des Piricske in der Gyergyo. Sonderabdr. a. d. Jahrb. d. Siebenbürg. Karpathenver., Bd. XXV, Jahrg. 1905.

153. Szadeczky, Ditro: Nephelinsyenit, Tinquait, Camptonit, Nordmarkit, Quarz-Nordmarkit. N. Jahrb. f. Min. usw., 1901, S. 402.

154. Mauritz, Foyaitische Gesteine aus dem Meczekgebirge (Komitat Baranya in Ungarn). Min. petr. Mitt., Bd. XXXI, S. 469.

155. Richarz, Der südliche Teil der kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1908, S. 1.

156. M. Stark, Bericht über die petrographische Exkursion nach Deutsch-Altenburg und Hainburg. Mitt. d. naturw. Ver., Wien 1909, S. 262.

157. Junghann, Das Eruptivgebiet von Tiszolcz. Komitat Gömör Ungarn. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXIII, S. 1.

158. F. Becke, Chemische Zusammensetzung der Gleichenberger Eruptivgesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XXII, S. 386.

159. M. Kišpatič, Jüngere Eruptivgesteine im nordwestlichen Teile Kroatiens. Schrift. südslav. Akad., Bd. 177, S. 97 und Bd. 179, S. 63. Agram.

160. H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.). Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. III, 1910, S. 104.

161. St. Richarz, Die Umgebung von Aspang am Wechsel. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., 1911, S. 285.

162. F. Becke, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. Sitzber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturw. Kl., Bd. I, 1908, S. 117.

163. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie des Groß-Venedigerstockes. III. Teil: Die kontaktmetamorphe Schieferhülle. Abhandl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., 2. Kl., Bd. XXII, 1903, S. 305.

164. B. Sander, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Denkschr. d. k. Akad. Wien, 1911.

165. G. Steinmann, Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. III, S. 285.

166. Salomon, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Min. petr. Mitt., Bd. XVII, S. 109.

167. A. v. Krafft, Das Alter des Granits der Cima d'Asta. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1898, Nr. 7, S. 184.

168. W. Salomon, Über das Alter des Astagranits. Verh. d. geol. Reichsanst., 1898, Nr. 15, S. 327.

169. G. Trener. Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1904, Nr. 17 u. 18.

170. F. v. Wolff. Bericht über die Ergebnisse der petrographischen geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs der Umgebung von Bozen. Sitzber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. z. Berlin, Bd. 50, 1905, S. 1043—1055.

171. Sander. Geologische Beschreibung des Brixner Granits. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1906, S. 707.

172. Lepsius. Über die Zeit der Entstehung der Tonalitmasse des Adamello in Süd-Tirol. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. geol. Landesanst. Darmstadt, Bd. 19, 1898.

173. W. Salomon. Die Adamellogruppe. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 31, 1908—1910.

174. B. Trener. Geologische Aufnahme der Presanellagruppe. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1906, S. 405.

175. —. Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1912, Nr. 3.

176. —, Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno Alto-Eruptivmasse in der Adamellogruppe. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., 1910, Nr. 16.

177. W. Freudenberg. Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXVI, S. 282.

178. F. Kossmat. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. VI, S. 61.

179. G. Steinmann. Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau, Bd. IV, Heft 3.

180. J. Königsberger. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthart- und Tessinermassiv. Eclog. geolog. Helvet., Vol. X, 1909, No. 6.

181. G. Klemm. Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner-Alpen. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 63, S. 464.

182. Hammer u. John. Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1909, S. 691.

183. Hammer. Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1906, S. 497.

184. J. Königsberger. Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. B., 1910.

A. Baltzer. Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XVI, S. 292.

185. Chr. Tarnuzzer u. Grubenmann. Beitrag zur Geologie des Unterengadin. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. 23, Lief. 1909.

186. Fischer. Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites usw. Min. petr. Mitt., Bd. XXIV, S. 46.

187. F. Weber. Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung usw. Beitr. z. geol. Kart. d. Schweiz, Lief. XIV, 1904.

188. W. Kilian u. P. Termier. Note sur divers types petrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives dans les Alpes françaises. Bull. soc. geol. France (3), Vol. 26, 1898, p. 357; ferner Termier, Compt. rend., 1897, p. 317.

189. P. Termier. Etud. lithol. d. l. Alpes françaises. Bull. soc. géol. de Fr., Vol. 1, 1901. — Les lamprophyres alcalins ou minettes d. massifs du Taillefer et d. Tabor etc. Bull. d. l. soc. franc. de Mineralog., Vol. XXXIV, No. 2.

190. U. Grubenmann, Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschrift Rosenbusch, 1906.

191. L. Flinckh, Alkaligesteine in dem niederschlesischen Schiefergebirge. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 65, S. 206.

192. H. Keyserling, Der Gloggnitzer Forellenstein. Min. petr. Mitt., Bd. XXII, S. 109.

193. F. v. Wolff, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozner Quarzporphyrs. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXVII, S. 72.

194. —, Vorstudien zu einer geologisch-petrographischen Untersuchung des Quarzporphyrs der Umgebung von Bozen (Südtirol). Sitzber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. z. Berlin, Bd. 44, 1902, S. 1044—1049.

195. G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869.

196. Keyserling, Geologische petrographische Studien im Gebiet der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1902, S. 311.

197. W. Penck, Die Melaphyrausbrüche von Buffaure. Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. V, 1912.

198. C. Doelter, Monzoni und seine Gesteine. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Mathem. naturw. Kl. Wien, Bd. 111, 1902, S. 929 u. Bd. 112, 1903, S. 169.

199. —, Predazzo und Monzoni, Chemische Zusammensetzung und Genesis der Monzonigesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XXI, S. 65, 97, 191.

200. —, Exkursion nach Predazzo. IX. internat. Geologenkongreß, Wien 1903.

201. J. A. Ippen, Über einige Ganggesteine von Predazzo. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss., Bd. CXI, 1. März. — Über einen Alkalisyenit von Malga Gardone (Predazzo). Jahrb. f. Min., Bd. 2, 1903, S. 11. — Über einige aplitische Ganggesteine von Predazzo. Centrbl. f. Min. usw., 1902, S. 369. — Über Melaphyre vom Cornon und theralitische Gesteine vom Viezzenatal bei Predazzo. Centrbl. f. Min. usw., 1903, S. 6. — Über dioritporphyritische Gesteine von Monzoni. Ebenda, S. 383. — Über ein kersantitähnliches Gestein von Monzoni. Ebenda, S. 636 und 1904, S. 417.

202. Huber, Beitrag zu einer geologischen Karte des Fleimser Eruptivgebietes. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1900, S. 325. — Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Predazzo und Monzoni. Ztschr. d. d. geol. Ges., S. 51—89.

203. Osann und Hlawatsch, Über einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo. Min. petr. Mitt., Bd. XVII, S. 556 u. Bd. XX.

204. J. Romberg, Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Anhang z. d. Abh. d. k. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1894, S. 18. — Über Melaphyr und Camptonit aus dem Monzonigebiet. Centrbl. f. Min. usw., 1904, S. 275. — Geologische petrographische Studien im Gebiete von Predazzo. Sitzber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss., 1901, S. 457, 1902, S. 675, 731, 1903, S. 43, 1904, S. 135 und N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1906, S. 57.

205. H. Philipp, Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Ztschr. d. d. geol. Ges., 1904, S. 1.

206. M. Weber, Die Kontaktverhältnisse von Monzonital nach Allochet. Würzburg 1899.

207. —, Beiträge zur Kenntnis des Monzonigebietes. Centrbl. f. Min., 1901, S. 673.

208. W. Penck, Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXXII, S. 239.

209. R. Hoernes, Zur Geologie von Predazzo. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Mathem. naturw. Kl., Bd. CXXI, Abt. I.

210. M. Ogilvie Gordon, The geological structure of Monzoni and Fassa. Transact. of the Edinburgh Geol. Soc., Vol. 8, Edinburgh 1902—03.

211. Artini, Un basalto nefelinico a Noseana. Recoaro-Rendiconti di. Instituto Lombardo di scienc. e lettere (2), Vol. 40, 1907, facc. 9.

212. Maddalena, Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, S. 377. — Über einen neuen Nephelin und Nosean führenden Basaltgang im Vicentinischen. Ebenda, Bd. 62, S. 164.

213. Zöppritz, Geologische Untersuchungen im Oberengadin. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg, Bd. 16, 1906, S. 38.

214. C. Doelter, Über den Granit des Bachergebirges. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 1895.

215. —, Zur Geologie des Bachergebirges. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1894.

216. F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner. Min. petr. Mitt., Bd. XIII, S. 380.

217. G. Hradil, Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauls in Tirol. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem. naturw. Kl., Bd. CXXI, Abt. I, Oktober 1912.

218. Petrascheck, Über Gesteine der Brixner Masse und ihre Randbildungen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1904, S. 47.

219. F. Teller u. C. v. John, Geologische petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Bd. 32, S. 589.

220. U. Grubenmann, Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, 1896, Jubelband, Zürich, S. 341.

221. Künzli, Die Kontaktzone um die Ulten-Iffinger-Masse bei Meran. Min. petr. Mitt., Bd. XVIII, S. 412.

222. Hammer, Porphyrite und Diorite aus den Ultentaler Alpen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1903, S. 65 und 1904, S. 541.

223. —, Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1908, S. 79.

224. Zapf, Petrographische Untersuchung der granatführenden Erstarrungsgesteine des oberen Veltlin. Jena, Inaug.-Diss., 1910.

W. Rasch, Petrographische Untersuchung der dioritischen Gesteine aus dem Gabbrogebiet des oberen Veltlin. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXII, S. 197.

225. O. Hecker, Petrographische Untersuchung der Gabbrogesteine des oberen Veltlin.

226. F. Eigel, Über Porphyrite des Bachergebirges. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 1895.

227. B. Trobei, Über porphyrische und porphyritische Gesteine des Bachergebirges in Südsteiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 1907.

228. Pontoni, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. Min. petr. Mitt, Bd. XIV, S. 360.

229. S. Hillebrand, Über Porphyrite und diesen entsprechende Gesteine der Umgebung von Bruneck. Min. u. petr. Mitt., Bd. 26, S. 469.

230. A. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1887, S. 147.

231. Cathrein u. Spechtenhausen, Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 50, S. 257.
232. J. Blaas, Die geologische Erforschung Tirols und Vorarlbergs in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Innsbruck 1900. — Geologische Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck, 1902.
233. Grubenmann, Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Min. petr. Mitt., Bd. XVI., S. 185.
234. Steinmann, Die Schardt'sche Überaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. nat. Ges., Freiburg i. B., 1905.
235. M. H. Preiswerk, Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Mat. carte géol. de la Suisse. Livre, Vol. 26, 1. Part., p. 42.
236. F. Becke, Intrusivgesteine der Ostalpen. Min. petr. Mitt., Bd. XXXI, S. 75.
237. Negri, Studio micrografico di alcuni basalti dei Colli Euganei. Rivista di Min. e Crist. ital., Vol. VIII, 1891.
238. S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Extrait du Bulletin de la Soc. Géol. de France, 3. serié, Vol. XXI, 1893.
239. E. Billows, Su alcune trachiti anortoclasico-biotitiche degli Euganei. Rivista di Min. e Crist. Ital., Vol. XXXII. — Ricerche petrografiche intorno ad alcune rocce eruttive del Vicentino. Ebenda.
240. G. Dal Piaz, Studi geologici-petrografici intorno ai Colli Euganei. Rivista di Min. e Crist. ital., Vol. XVI e XVII.
241. —, Note sulla constitutione geologica di Albettone. Padova 1902.
242. —, Studio geologico di Montegalda. Rivista di Min. e Crist. Ital., Vol XXVIII, Padova 1902.
243. R. Fabiani, Sulle rocce eruttive e piroclastiche dei colli Berici. Atti dell' Academia Veneto-Trentino-Istriana, 1911.
244. Graeff u. Brauns, N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Paleont., 1893, Bd. I.
245. L. Maddalena, Contributo allo studio geol. e petrogr. dei colli Euganei. Att. d. Soc. Ital. d. Scienz. Nat., Vol. XLIX.
246. P. Longhi, Appunti per uno studio geologico sopra le colline di Albettone, Lovertino e Costa die Vo nel gruppo dei Monti Euganei. Accad. Veneto-Trentino-Istriana, Padova 1905.
247. A. Giani, Studio petrografico intorno ad alcune rocce eruttive dei colli Euganei nell' Atestino. Rivista di Min. e Crist. Ital., Vol. XXXII.
248. M. Stark, Beiträge zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage. Min. petr. Mitt., Bd. XXXI, S. 1.
249. —, Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. Min. petr. Mitt., Bd. XXV, S. 319.
250. —, Die Euganeen. Mitt. d. naturw. Ver. d. U. Wien, 1906.
251. Hlawatsch, Referat. N. Jahrb. f. Min., 1910, Bd. II, S. 227.
252. A. Lacroix, Sur la lave de la récente éruption de l'Etna. Compt. rend., Bd. 147, S. 99.
253. E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geol.-petrografica delle isole Eolie, ingegneri nel R. Corpo delle Miniere publicata a. cure del R. Ufficio geol., Roma 1892.
254. A. Bergeat, Die äolischen Inseln. Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss., II. Kl., Bd. XX, I. Abt., München 1899.
255. A. Lacroix, Les laves des dernières éruptions de Vulcano îles Éoliennes. Compt. rend., Bd. 147, S. 1451.

256. G. Mercalli, Contribuzione allo studio geologico dei volcani Viterbesi. Mem. d. Pontif. Accad. Rom. d. Nuovi Lincei, Vol. 20. p. 37.

257. Mercalli, Vulcani Cimini. N. Jahrb. f. Min. usw., 1890, S. 80.

258. C. Viola, I principali tipi di lave dei Vulcani Ernici. Boll. Comit. Ital., Bd. 33, S. 104.

259. A. Lacroix, Sur la constitution pétrographique du massif volcanique du Vesuv et de la Somma. Compt. rend., Vol. 144, p. 1245.

260. —, Sur un type pétrographique représentant la forme d. l. profondeur des certaines leucotéphrites de la Somma. Compt. rend., Bd. 14, S. 1188.

261. S. Finckh, Über Auswürflinge von Tiefengesteinsformen der Leucitbasalte des Vesuv. Zeitschr. d. d. geol. Ges,, Bd. 60, S. 79.

262. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 4. Auflage, II. Teil, 1907.

263. G. D'Achchiardi, Metamorfismo sul contatto fra calcare e granito al Posto dei Cavoli presso S. Piero in Campo (Elba). Att. d. Soc. tosc. d. sc. nat. Pisa Mem., Vol. 19, p. 106.

264. P. Termier et J. Deprat, Le granite alcaline des nappes de la Corse orientale Compt. rend. Vol. 147, p. 206.

265. J. Deprat, Études sur la Corse I. Études pétrographiques des roches éruptives sodiques de Corse. Bull. serv. Cart. géol. France, Vol. 114, p. 39.

266. Deprat, Sur la présence de trachytes et d'andésites à l'hypersthène dans le Carbonifère de Corse. Compt. rend., Vol. 141, p. 1249.

267. C. Doelter, Der Vulkan Monte Ferru auf Sardinien und die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, 1877 u. 1878.

268. A. Dannenberg, Der Monte Ferru in Sardinien. Sitzber. d. Kgl. preuß. Akad. d. Wiss., math.-physikal. Kl., Bd. 40, S. 852.

269. —, Die Deckenbasalte Sardiniens. Centralbl. f. Min, 1902, S. 331.

270. —, Der Vulkanberg Monte Ferru in Sardinien. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXI, S. 1.

271. Deprat, Les produits du volcan M^{te} Ferru (Sardaigne). Compt. rend., T. 145, p. 820.

272. —, Paramètres magmatiques des séries volcaniques de l'Anglona et du Logudoro (Sardaigne). Compt. rend., T. 146, p. 591.

273. —, Les formations néovolcaniques antérieures au Miocène dans le nord-ouest de la Sardaigne. Compt. rend., T. 145, p. 208.

274. —, Les éruptions posthelvetiennes antérieurs aux volcans récent dans le nord-ouest de la Sardaigne. Compt. rend., T. 144, p. 1390.

275. F. Millosevich, I. Studi sulle rocce vulcaniche di Sardegna. II. Le rocce di Uri, Olmedo Ittiri, Putifigari e delle regioni adiacenti. Mem. Acc. Linc. Cl. sc. fis. e mat. nat., T. 8, p. 5.

276. A. Johnsen, Zur Petrographie der Inseln S. Pietro und S. Antioco (Sardinien). Centralbl. f. Min., 1912, S. 737.

277. S. Washington, The titaniferous Basalts of the Western mediterranean. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. 63, S. 69.

278. H. S. Washington, The Submarine Eruptions of 1831 and 1891 near Pantellaria. Amer. Journ. of Sc., Vol. 177, p. 131.

279. T. Crook, Titaniferous Volcanic rocks. Geol. Mag. New Ser., Vol. 4, p. 157.

280. A. Lacroix, Sur l'existence des roches grenues intrusives pliocènes dans le massif volcanique du Cantal. Compt. rend., T. 149, p. 541.

281. —, Les ponces du massif volcanique du Mont-Dore. Compt. rend., T. 147, p. 778.

282. S. Michel-Lévy et Lacroix, Sur l'existence des trachytes quartzifères à arfedzonites (bostonites) dans le massif du Mont-Dore. Compt. rend., T. 148, p. 1718.

283. Michel-Lévy, Le Mont Dore et ses alentoures. Bull. de la Soc. géol. d. France, 3e série, T. XVIII, p. 831 und Jahrb. f. Min., Bd. I, 1901, S. 225.

284. Lacroix, Les roches à néphéline du puy de Saint-Sandoux (Puy de Dôme). Compt. rend., T. 131, p. 283.

285. A. Lacroix, Le mode de la formation du Puy de Dôme et les roches qui le constituent. Compt. rend., T. 147, p. 826.

286. J. Giraud et A. Plumandon, Une nouvelle région à roches sodiques en Auvergne. Tephrites et néphélinites dans la Comté. Compt. rend., T. 148, p. 334.

287. A. Michel Lévy, De quelques basaltes tertiaires français du Vorland alpin, à fumerolle éléolitique. Compt. rend., T. 148, p. 1528.

288. Lacroix, Le granit des Pyrénées et ses phénomènes d. Contact. Bull. d. serv. d. d. Cart. Geol. de la France, T. 64, 1898, p. 68 et T. 71, 1900, p. 67.

289. Longchambon, Contribution à l'étude du Métamorphisme des Terrains sécondaires dans les Pyrénées orientales et ariegoises. Bull. de Serv. Cart. Géol. Franc., T. XXI, p. 131.

290. A. de Romeu, Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. Bull. franç. de min., T. 30, p. 110.

291. F. D. Adams, The excursion to the Pyrenees in Connection with the eighth international geol. Congress. Journ. of Geol., Vol. 9, 1901.

292. P. Choffat, Sur l'âge de la Teschenite. Compt. rend., T. 132, p. 807. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1903, S. 419.

293. A. Osann, Über einige Alkaligesteine aus Spanien. Rosenbusch Festschrift, 1906, S. 263.

294. P. Termier, Le Granite de la Haya ou des trois Couronnes. Soc. Geol. de France, 4 ser., T. VII, p. 9, Paris 1907.

295. F. Kolderup, Die Labradorfelse des westlichen Norwegens usw. Bergens Museum Aarborg, 1903.

296. K. O. Bjorlykke, On the Geologie of Central Norge. Kristiania 1905.

297. P. J. Holmquist, Studie über die Granite von Schweden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. VII.

298. Hennig, Kullens kristalliniska bergarter. Acta Univ. lundens, Vol. 34, 1898.

299. A. G. Högbom, Zur Petrographie von Ornö Hufvud. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. X, 1910.

300. Ramsay, Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, Bd. III, 1890, Nr. 7.

301. —, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola, II. Fennia, Bd. 15, 1899.

302. Hackmann, Neue Mitteilungen über das Jjolithmassiv in Kuusamo. Bull. com. geol. d. Finlande, Vol. 11, p. 45.

303. H. Backlund, Kristalline Gesteine von der Nordküste Sibiriens. I. Die Diabase der Kusjkin-Insel. Mem. de l'Ak. Imp. d. Sc. d. St. Pétersbourg, Cl. Phys. et Math., VIII. Série, Vol. XXI, p. 6.

304. —, Über einige Diabase aus arktischem Gebiet. Min. petr. Mitt., Bd. XXVI, S. 357.

305. —, Mission Scientifiques pour la Mesure d'un Arc de Méridien au Spitzberg. Entrequises en 1899—1901. Miss. Russe, T. II, Phys. Terrestr. Météor. Hist. Nat., IX. Sect. B. Géol. 1. Les Diabases du Spitzberg oriental, Petersburg 1907.

306. Belowski. Beiträge zur Petrographie des westlichen Nordgrönlands. Zeitschr. d. d. geol. Ges., Bd. 57, S. 15.

307. V. M. Goldschmidt. Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen. Videnskapsselskapets Skrifter, I. math.-naturw. Kl., 1911, Nr. 9, Kristiania 1911.

308. R. Görgey. Ein Beitrag zur topographischen Mineralogie der Färöer. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXIX, S. 269.

309. F. Loewinson Lessing. Geologische Skizze der Besitzung I. Saosersk und der Berge Deneschkin Kamen im nördlichen Ural. N. Jahrb. f. Min., Bd. 1, 1902, S. 395.

310. Duparc et Pearce. Gabbro a Olivine du Kosswinsky Kamen. Arch. d. sc. phys. et nat., T. XII, 8° Genève 1901; T. XI, 8° Genève 1901.

311. F. Loewinson Lessing. Eine petrographische Exkursion auf den Tagil. Verh. d. k. russ. Min. Ges., Bd. XLII, Lief. 2.

312. Morozewicz. Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genese. Min. petr. Mitt., Bd. XXIII, S. 113.

313. A. Karpinsky. Über die Verbreitung von Gesteinen mit Natriumpyroxenen im Ilmengebirge. N. Jahrb. f. Min., Bd. 2, 1903, S. 368.

314. A. Johnsen. Natronsyenite und verwandte Gesteine von Miask. Jahrb. f. Min., Bd. II, 1901, S. 117.

315. Morozewics. Über Mariupolit ein extremes Glied des Eläolithsyenites. Min. petr. Mitt., Bd. XXI, S. 238.

316. M. Saytzeff. Zur Petrographie der Krym. Ann. géol. e min. de la Russie, Vol. X e Vol. XII.

317. W. W. Arschinow. Zur Geologie der Halbinsel Krym. Moskau 1910.

318. G. M. Murgoci. On the Genesis of Riebeckite and Riebeckite Rocks. Amer. Journ. of Sc., Vol. 170, p. 133.

319. V. Hilber u. J. A. Ippen. Gesteine aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XVIII, S. 1.

320. Deprat. Les roches éruptives de l'île d'Eubée. Compt. rend., T. 137, p. 879.

321. F. Fouqué. Santorin et ses éruptions. Paris 1879, p. 225—227.

322. A. Ktenas. Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Sifnos. Min. petr. Mitt., Bd. XXVI, S. 257.

L. Milch u. C. Renz. Über griechische Quarzkeratophyre. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXI, S. 496,

323. Plieninger. Geol. Verhältnisse der Insel Kos und ihre Nachbarinseln. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 57, S. 350.

324. Gejza v. Bukowski. Geologie v. Rhodus. Jahrb. d. k. geol. Reichsanst., 1898, S. 517.

325. J. Butz. Die Eruptivgesteine der Insel Samos. Centralbl. f. Min., 1912, S. 609.

326. Berg. Geolog. Beobachtungen in Kleinasien. Ztsch. d. d. geol. Ges., Bd. 62, S. 485.

327. E. Andrä. Eruptivgesteine im Nordwesten Kleinasiens. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1907, S. 70.

328. R. Leonhard. Geolog. Skizze des galatischen Andesitgebietes nördl. von Angora. N. Jahrb. f. Min. usw. Bl., Bd. XVI, S. 99.

L. Milch. Über Glaukophan und Glaukophangesteine vom Elek-Dagh usw. N. Jahrb. f. Min., Festband 1907.

329. Frech, Geolog. Beobachtungen im pontischen Gebirge. Oberkreide. Flysch und mitteltertiäre Masseneruption bei Trapezunt, Kerassunt u. Ordu. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1, 1910, S. 1.

330. Lacroix, Les roches volcaniques à leucite de Trébizonde. Compt. rend., Vol. 128, 1899, p. 129.

331. F. Seemann, Die Gesteine des Erdschias Dagh. Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseum, Bd. XXI, Heft 3 u. 4.

332. Zdarsky, Die Eruptivgesteine des Troodos Gebirges auf der Insel Cypern und seine Asbestlagerstätten. Ztschr. f. prakt. Geolog., 1910, S. 342.

333. Dannenberg, Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 218 u. Bd. XXIII, S. 1.

334. V. de Derwies, Recherche géologique et petrographique sur les Laccolithes des environs de Piatigorsk. (Caucase du Nord). Genf 1905.

335 Cohen, Kontakterscheinungen a. d. Liparit-Lakkolithen der Gegend von Piatigorsk im nördlichen Kaukasus. Mitt. d. naturw. Ver. f. Neupommern und Rügen, Bd. 31, S. 12.

336. Blaas, Petr. Studien junger Eruptivgesteine Persiens. Min. petr. Mitt., Bd. III, S. 457.

337. F. Loewinson-Lessing, Geol. petr. Unters. im Bereich des Massivs und der Ausläufer des Kasbek. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1902, S. 390.

338. Tanatas, Beiträge zur Petrographie des russisch-armenischen Hochlandes. Min. petr. Mitt., Bd. XXIX, S. 211.

339. H. Keidel u. St. Richarz, Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan. Abh. d. k. Bayr. Ak. d. Wiss., II. Kl., Bd. XXIII, 1. Abt.

K. Leuchs, Ergebnisse neuer geolog. Forschungen im Tian-Schan. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913, Heft 1.

340. Petersen, Ergebnisse der im zentralen Tienschan und Dsungarischen Alatau während der Saposchinikowschen Expedition gesammelten krystallinen Gesteine. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 2, 1905, S. 68.

341. J. Edelstein, Recherches géologiques effectueés en 1909 dans le Bassin de L'Abakan District de Minoussinsk. Petersburg 1911. — Compte rendu préliminaire des Explorations Géologiques effectuées en 1908 dans le District de Minoussinsk. Petersburg 1911. — Esplorations géologiques dans les Ragions Aurifères de la Sibérie. Région Aurifère de Jénisséi. Livr. VII, Pertersburg 1909.

342. Washington, Igneous Rocks from Eastern Siberia. Amer. Journ. of Sc., Bd. 163, S. 175

343. B. Koto, On Nephelinebasalt from Yingé-mên Manchuria. Tokyo Univ., Vol. XXXII, 1912, Art. 6.

344. P. v. Wittenburg, Geolog. Studien an der ostasiatischen Küste im Golfe Peters des Großen. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXVII, S. 509.

345. K. Inouye, Geology and Mineral Resources of Korea. Mem. of the Imp. Geol. Surv. of Japan, Vol. I, No. 1, Tokyo 1907.

346. K. Schulz, Beiträge zur Petrographie Nord-Koreas. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XIX, S. 1.

347. A. Lanick, Beiträge zur Petrographie von West-Schantung. N. Jahrb. f. Min., Bd. II, 1911, S. 391.

348. Fleischmann, Untersuchungen von Gesteinen aus dem nordöstlichen China (Provinz Chili). N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. II, 1907, S. 73.

349. Rinne, Beiträge zur Gesteinskunde des Kiautschau-Schutzgebietes China. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 56, S. 127.

350. K. Inouye, A Sketch of the Geology of the Southern Part of the Province of Hsing-King, China. Imp. Geol. Surv. Tokyo 1905.

351. Hoppe, Über Andesite der Vulkane Sago Merapi Manindjau, Kaba auf Sumatra. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1, 1906, S. 218.

352. Milch, Gesteine von Zentral-Sumatra. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 51, S. 62. L. Milch, Beiträge zur Petrogr. der Landschaft Ulu Rawas, Südsumatra. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XVIII, S. 409.

353. H. Stegmann, Die jungen Ergußgesteine der Batakländer (Sumatra). N. Jahrb. f. Min. usw., Bl., Bd. XXVII, S. 401

354. Wichmann, Vulkane von Nordsumatra. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 56, S. 227.

355. J. P. Scrivenor, Note on the igneous rocks of Singapore with special reference to the granite and associated rocks carrying rhombic pyroxene. Geol. Mag., Bd. 6, S. 17.

356. J. Schmutzer, Die vulkanischen Gesteine des westlichen Müllergebirges in Zentral-Borneo. Centralbl. f. Min. usw., 1911, S. 321.

357. Wichmann, Ausbruch des Gunung Ringgit auf Ost-Java bei Besuki. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 52, S. 640.

358. Niethammer, Die Eruptivgesteine von Lohoelo auf Java. Min. petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 205.

359. Bücking, Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjene in Südcelebes. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg, Bd. 11, S. 78.

360. Schmidt und Sarasin, Untersuchung einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1903, 424.

361. Ahlburg, Geol. Aufbau von Nordcelebes. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 62, S. 191.

362. Wichmann, Der Vulkan der Insel Una Una (Nanguna) im Busen von Tomini (Nordcelebes). Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 54, S. 144.

363. Rinne, Skizzen zur Geologie der Minahassa in Nordcelebes. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 52, S. 327. — Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nord-Celebes. Sitzber. d. preuß. Akad. d. Wiss., 1900, S. 474.

364. J. Wanner, Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXVIII, S. 739.

365. H. Bücking, Zur Geologie des nordöstlich-indischen Archipels. Samml. d. geol. Reichsanst. in Leiden, Bd. 7, S. 231.

366. L. Schröder van der Kolk, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine aus den Molukken-Gesteine von Buru. Centralbl. f. Min., 1900.

367. J. Wanner, Zur Geologie und Geographie von West-Buru. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIV, S. 133.

368. G. Rack, Beiträge zur Petrographie von Flores. Centralbl. f. Min., 1913, S. 134.

369. H. A. Brouwer, Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor. Centralbl. f. Min., 1913, S. 570.

370. St. Richarz, Der geolog. Bau v. Kaiser Wilhelm-Land nach dem heutigen Stand unseres Wissens. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIX, S. 405.

371. E. Lehmann, Petrogr. Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxenandesitischer Magmen. Min. petr. Mitt., Bd. XXVII, S. 181.

372. Stutzer, Über Gesteine der Insel Lou (Admiralitätsgruppe, Südsee). Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 62, S. 586.

373. E. Kaiser, Beiträge zur Petrographie und Geologie der deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. preuß. geol. Landesanst., Bd. 24, S. 91.

374. —, Alte Gesteine von den Karolinen. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 54, S. 62.

375. Koto, Notes on the Geology of the Dependeut Isles of Taiwan. Journ. of the Coll. of. Sc. Imp. Univ. of Tokyo, Japan. Vol. XXII, p. 44.

376. S. Kozu, Petrological Notes on the Igneous Rocks of the Oki Islands. Scienc. Rep. of the Tohoku Imper. Univers. Sec. Ser., Vol. I, No. 3.

377. —, Preliminary Notes on some Igneous Rocks of Japan. I. Journ. of Geol., Vol XIX, 1911, No. 6, p. 555. — II. Ebenda, p. 561. — III. Ebenda, p. 566. — IV. Ebenda, No. 7, p. 632. — V. Ebenda, Vol. XX, 1912, No. 1, p. 45. — VI, Ebenda, No. 7, p. 656.

378. T. Wakimuzu, The Ephemeral Volcanic Island in the Iwôjima Group. — N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1, 1910, p. 48.

Z. Starzyński, Ein Beitrag zur Kenntnis der pacifischen Andesite und der dieselben bildenden Mineralien. Bull. d. l. Acad. d. scienc. d. Cracov, 1912.

379. F. Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoainseln. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XV, S. 66.

380. W. Cross, An occurence of trachyte on the island of Hawaii. Journ. of. Geol., Vol. 12, p. 510.

381. A. Lacroix, Note sur la minéralogie de Tahiti. Bull. soc. franç. de min., Vol. 27, p. 272.

382. —, Les roches alcalines de Tahiti. Bull. d. l. Soc. Géol. de France, 4. ser., t. X, 1910, p. 91.

383. M. Weber, Zur Petrographie der Samoa-Inseln. Abhandl. d. k. Bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl., Bd. XXIV, 1909, II. Abt.

384. A. Michel Lévy, Examen petrographique de quelques roches volcaniques des îles Tuamotou et de l'île Pitcairn. Compt. rend., Vol. 141, p. 895.

385. A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti Archipels. Min. petr. Mitt., Bd. 5, S. 1.

386. P. Marshall, Distribution of the igneous Rocks of New Zealand. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 1, 1910, S. 391. — The Geology of Dunedin (New Zealand). Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. 62, p. 381.

387. J. Park and F. Rutley, Notes on the Rhyolites of the Hauraki Goldfields. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 55, 1899.

388. F. v. Wolff, Über pantelleritartige Liparitlava von Mayor Island in der Bay of Plenty, Neuseeland. Centralbl. f. Min. usw., 1904, S. 208.

389. Parnell Paul, Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralitischer Gesteine aus Tasmanien. Min. petr. Mitt., Bd. XXV, S. 269.

390. A. Lacroix, Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouv. arch. d. d'hist. nat. Paris (4) Vol. 1, H. 1—5, S. 171. — Sur la province pétrographique du nordouest de Madagascar. Compt. rend., Vol. 132, p. 439. — Sur les granites à aegyrine et riebeckite de Madagascar et sur leurs phénomènes de contact. Compt. rend., Vol. 137, p. 533.

391. Hatch, Notes on the Petrographical Characters of some Rocks collected in Madagascar. Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. XLV, 1889.

392. A. Lacroix, Note sur deux roches éruptives de Madagascar. Bull. soc. franç. de min., Vol. 31, p. 318.

393. B. Horwood, The old Granites of the Transvaal and of South and Central-Africa with a petrographical description of the Orange Grove Occurence. Geol. Mag., Vol. 6, 1909, p. 455, 497, 543.

394. H. A. Brouwer, Sur une syenite néphélinique à sodalite du Transvaal. Compt. rend., Vol. 148, p. 1244. — Sur certaines luyaurites du Pilandsberg (Transvaal). Compt. rend., Vol. II, 1906, p. 149.

395. Hermann, Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 260.

396. P. A. Wagner, Über das Vorkommen von Eläolithsyenit im Lüderitzland, Deutsch-Südwestafrika. Centralbl. f. Min., 1910, S. 721.

397. Schenk, Porphyrischer Stratovulkan in Deutsch-Südwestafrika. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 53, S. 55.

398. E. Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika. Massailand. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1903, S. 79.

399. W. Gregory, Contributions to the Geology of British East-Africa. Quart Journ. Geol. Soc., Vol. 56, p. 205; Vol. 56, p. 223.

400. Finckh, Trachydolerite des Kilimandscharo und die Kenyte des Kenya. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 55, S. 14.

401. Mauritz, Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika. Min. P. Mitt., Bd. XXVII, S. 315.

402. M. Goldschlag, Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Petrographie Ostafrikas. — Petr. chem. Untersuchung einiger jung-vulkanischer Gesteine aus der Umgebung des Viktoriasees, bes. längs der Uganda-Eisenbahn. Centralbl. f. Min. usw., 1912, No. 19.

403. Weber, Die petrographische Ausbeute der Expedition O. Neumann von Erlangen nach Ostafrika und Abessynien. 1900—1901. Mitt. d. geol. Ges. in München, Bd. 1, 1906, Heft 4.

404. Prior, Ägirin and Riebeckite Anorthoclase Rocks usw. Adowa and Axum, Abyssinia. Mineral. Mag., Bd. 12, S. 255. — Contribution to the Petrology of British East-Africa. Min. Mag. a. Journ. of the Min. Society, London, Vol. XIII, 1903, Nr. 61.

405. G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie von Kordofan. Bd. XVII, S. 391.

406. H. Arsendaux, Contribution à l'étude des roches sodiques de l'Est Africain. Compt. rend., Vol. 137, p. 876.

407. Pelikan, Petrogr. Untersuchungen von Gesteinen der Inseln Sokotra usw. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. math. naturw. Kl., Bd. 71, S. 63.

408. E. Manasse, Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Aràfali. Pisa 1903.

409. R. Chudeau, Sur les roches alcalines de l'Afrique centrale. Compt. rend., Vol. 145, p. 82.

410. G. Garde, Etude des principaux gisements des roches alcalines du Soudan français. Compt. rend., Vol. 149, II, p. 43.

411. L. Gentil et Freydenberg. Contribution à l'étude des roches alcalines du Centre africain. Compt. rend., Vol. 146, p. 352.

412. H. Hubert, Sur un massif de Granite alcaline au Dahomey. Compt. rend., Vol. 145, p. 764.

413. A. Lacroix, Sur les microgranites alcalins du territoire de Zinder. Compt. rend. Vol. 140, p. 22.

414. Foureau et L. Gentil, Sur les roches rapportées par la mission saharienne. Compt. rend., Vol. 140, p. 46.

415. A. Hintze, Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des deutschen Schutzgebietes in Kamerun. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1907, Bd. 28, S. 282.

416. W. Edinger, Beiträge zur Geologie und Petrographie Deutsch-Adamanas. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. 2, 1909, S. 384.

417. A Lacroix, Les roches éruptives basiques de la Guinée française. Compt rend., Vol. 140, p. 410.

418. E. Esch, Der Vulkan Etinde in Kamerun und seine Gesteine. Sitzber. d. Berl, Ak., 1901.

419. A. Lacroix, Sur l'éxistence à la Côte d'Ivoire d'une série pétrographiques comparable à celle de la charnockite. Compt. rend., Vol. 150, I, p. 18.

420. —, Les syenites néphélinitiques des îles de Los. Compt. rend., Vol. 141, p. 984 und Vol. 142, p. 681.

421. Berg, Gesteine von Angola, Saõ Thomè und St. Helena. Min. petr. Mitt., Vol. XXII. p. 357.

W. Boese, Petrogr. Untersuchungen an jungvulkanischem Eruptivgestein von Saõ Thomè und Fernando Po. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXIV, S. 253.

422. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. Min. petr. Mitt., Bd. XI, S. 91.

423. L. Finckh, Tiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura (eine der Canarischen Inseln). Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 76, siehe hierzu auch: Ebenda, Bd. 59, S. 23. — Die vulkanischen Gesteine der Insel Selvagemgrande. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXI, S. 413.

424. H. Preiswerk, Sodalittrachyt von Pico de Teyde. Centralbl. f. Min., 1909, S. 393.

425. Gagel, Madeira. Ztschr. d. d. geol. Ges. 55, S. 117.

C. Gagel, Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Ztschr. d. d. geol. Ges., 1911, S. 344.

426. Gagel, Grundgebirge von La Palma. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 25.

427. P. Termier et A. Lapparent, Sur la monzonite de Fontaine du Génie près Cherchel (Algérie) et sur les micromonzonites de la région avoisinante. Compt. rend., T. 150, I, p. 1484.

428. L. Gentil, Le volcan andésitique de Tifarouine (Algérie). Compt. rend., T. 130, 1900, p. 796.

429. J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

430. L. Gentil, Sur le Volcan du Siroua (Anti Atlasmarocain). Compt. rend., T. 146, p. 185.

431. Williams, The Gabbros and Diorites of the Cortlandt Series. Am. Journ. of Sc., Vol. XXXV, p. 438—448.

432. W. H. Hobbs, On two new occurences of the Cortlandt Serie etc. Rosenbusch Festschrift 1906.

433. J. V. Lewis, Petrographie of the Newark igneous rocks of New Jersey. Ann. Rep. Geol. Surv., N. J. 1907. — The Palisade Diabase of New Jersey. Amer. Journ. of Sc., Vol. 176, p. 155.

434. H. Cushing, Geology of the Northern Adirondack Region. New York State Museum. Bull. 95, Geology 9.

435. H. P. Cushing, Asymetrie differentiation in a bathylith of Adirondack syenite. Bull. géol. soc. Amer., Vol. 18, p. 477.

436. Pirsson and H. J. Washington, Contributions to the Geology of New Hampshire. Geology of the Belknap Mountains. Am. Journ. of Sc., Vol. 170, p. 344 and Vol. 172, p. 439, 493.

437. H. S. Washington, The petrographical province of Essex Co. Mass. Journ. of geol. Chicago, Vol. VI, 1899, p. 787.

438. J. A. Dresser, On the Geology of Brome Mountains one of the Monteregian Hills. Amer. Journ. of Sc., Vol. 176, p. 347.

439. D. Adams, The Monteregian Hills — a canadian petrographical province. Journ. of Geol., Vol. 11, No. 4.

440. F. D. Adams, The Laurentian System in Eastern Canada. Quart. Journ., Vol. 64, p. 127. — On the Origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada. Journ. of Geol., Vol. 17, p. 1, Vol. 16, p. 7. — The nephelin and associated Alkali-Syenites of Eastern Ontario. Transact. R. Soc. Canad., Vol. 2, p. 76.

441. J. A. Dresser, Igneous rocks of the Eastern Townships of Quebec. Bull. Geol. Am., Vol. 17, p. 497.

442. B. K. Emerson and J. H. Perry, The green Schists and associated Granites and Porphyries of Rhode Island. N. S. A. Geol. Surv. Bull., Vol. 311, p. 1.

443. Gregory, Contribution of the Geology of Maine. N. Jahrb. f. Min., Vol. 1, 1903, p. 428.

444. J. W. Eggleston, Complex of alkaline igneous rocks ot Cuttingsville Vermont. Bull. géol. soc. Amer., Vol. 21, p. 785.

445. Wright, Der Alkalisyenit von Beverley (Massachusetts) U. S. A. Min. petr. Mitt., Bd. XIX, S. 308.

446. L. V. Pirsson, Contributions of the Geology of New Hampshire No. III. On Red Hill Moultonboro. Am. Jour. of Sc., Vol. 173, p. 257.

447. S. Weidmann, The Geology of North Central Wisconsin. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1909, S. 227.

448. Washington, Igneous Complex of Magnet Cove, Arkansas. Bull. geol. soc. Amer., Bd. 11, S. 389.

449. A. F. Rogers, Aegirite and riebeckite rocks from Oklahoma. Journ. of Geol., Vol. 15, p. 283.

450. L. V. Pirsson, The petrographic Province of Central Montana. Amer. Journ. of Sc., Vol. 170, p. 35.

451. Weed, Geology of Little Belt Mountains Montana. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1903, S. 431.

452. A. Hague, Early Tertiary Volcanoes of the Absaroka Range. Geol. Soc. of Washington, Vol. 25, Pls. I—III.

453. Iddings, The Mineral Composition and Geological Occurence of certain Igneous Rocks of the Yellowstone Nat. Park. Bull. phil. soc. of Washington, Vol. XI, p. 191—220.

454. A. Hague, Geol. History of the Yellowstone-National-Park. Amer. Inst. of Mining Engineers, 1887.

455. S. Diller and B. Patton, The geology and petrography of Crater Lake National Park. N. S. geol. Prof. pap., 1902, p. 1.

456. Guild, Petrogr. of the Tuscon Mountains Pima Co. Arizona. Am. Journ. of Sc., Vol. 170, p. 313.

457. P. Carey and W. J. Miller, The cristalline rocks of the Oak Hill area near San José California. Journ. of Geol., Vol. 15, p. 152.

458. R. Arnold and A. M. Strong, Some Crystalline rocks of the San Gabriel Mountains, California. Bull. geol. soc. Amer., Vol. 16, p. 183.
459. L. Ransome, Some Lava flows of the Western Slope of the Sierra Nevada California. Am. Journ. of Sc., Vol. 155, 1898.
460. E. O. Hovey, La Sierra madre occidentale de l'Etat de Chihuahua Mexique. N. Jahrb. f. Min., Bd. 1, 1910, S. 383. — A contribution to the Cnowledge of the structure d. Sierra Madre. Rosenbusch Festschrift 1906.
461. —, The Geology of the Guaynopita District Chihuahua. Rosenbusch Festschrift 1906.
462. Freudenberg, Geologische Beobachtungen im Gebiet der Sierra Nevada von Mexiko. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 61, S. 254.
463. A. Dannenberg, Beobachtung an einigen Vulkanen Mexikos. Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfalen, 64. Jahrg., 1907.
464. P. Waitz, Excursion geologica a la Sierra de Santa Catarina. Bolet. d. l. soc. géol. Mexican., T. VII, p. 1. — Observaciones geologicas acerca del Pico de Orizaba. Ebenda, p. 67. — Excursion geologica al Nevado de Toluca. Ebenda, p. 113. — Tubos de explosion en el Pedregal de San Angel. Ebenda, p. 169. — Der Nevado de Toluca. Mexiko 1910.
465. Böse, Ein Profil des Ostabfalls der Sierra Madre Oriental von Mexiko. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 53, S. 173.
466. Hoppe, Über einige Eruptivgesteine aus dem mexikanischen Staat Puebla. Beitr. z. Geol. u. Paläont. d. Republik Mexiko, Bd. 2, 1899, S. 205.
467. A. Bergeat, Die Produkte der letzten Eruption am Vulkan St. Maria in Guatemala (Oktober 1902). Centrbl. f. Min., 1903, S. 112.
468. R. Brauns, Asche des Vulkans St. Maria in Guatemala. Centrbl. f. Min., 1903, S. 132.
469. Sapper, Die südöstlichsten Vulkane Mittelamerikas. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 53, S. 24.
470. E. Howe, Isthmian Geology and the Panama Canal. N. Jahrb. f. Min., Bd. 2, 1909, S. 393.
471. Lacroix, La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.
472. Wright, Die foyaitisch theralitischen Eruptivgesteine der Insel Cabo Frio Rio de Janeiro. Min. petr. Mitt., Bd. XX, S. 233.
473. Hussak, Über Leucit-Pseudokristalle im Phonolith (Tinguait) der Serra de Tingua Estado Rio de Janeiro Brasil. N. Jahrb. f. Min., 1890, S. 166.
474. —, Über ein leukokrates gemischtes Ganggestein aus dem Nephelinsyenitgebiete der Serra de Caldas Brasilien. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, 1900, S. 22.
475. K. Schuster, Petrographische Ergebnisse der brasilianischen Expedition 1901 d. k. Akad. d. Wiss. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem.-natw. Kl., Bd. CXVI, Abt. I, 1907.
476. Milch, Über die chemische Zusammensetzung einiger Gesteine aus Paraguay. Min. petr. Mitt., Bd. XXIV, S. 226.
477. —, Über Gesteine aus Paraguay. Min. petr. Mitt., Bd. XIV, S. 383.
478. Hibsch, Einige Gesteine aus Paraguay. Min. petr. Mitt., Bd. XII, S. 255.
479. Lehmann, Beiträge zur Petrographie des Gebietes am oberen Rio Magdalena. Min. petr. Mitt., Bd. XXX, S. 233.
480. F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen argentinischer Gesteine. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXII, S. 555.
481. H. Gerth, Die pampiren Sierren Zentralargentiniens. Geol. Rundsch., Bd. IV, S. 577.

482. Stieglitz, Zur Petrographie Argentiniens. Min. petr. Mitt., Bd. XXX, S. 333.
483. D. Quensel, Beitrag zur Geologie der patagonischen Cordilleren. Geol. Rundschau, Bd. I; Heft 6.
484. Möricke, Das Eruptivgebiet des St. Cristobal bei Santiago (Chile). Min. petr. Mitt., Bd. XII, S. 143.
485. Steinmann, Gebirgsbildung und Massengesteine in den Cordilleren Südamerikas. Geol. Rundschau, Bd. I, S. 13.
486. W. Schiller, Geol. Untersuchungen bei Puente del Inca (Acancagua). N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXIV, S. 716.
487. Wolf, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 51, S. 471.
488. A. Bergeat, A. Stübels Untersuchungen über die Eruptivzentren in Südamerika. Centralbl. f. Min., 1902, S. 718.
489. F. A. Gooch, Über vulkanische Gesteine der Galopagosinseln. Min. petr. Mitt., 1876, 133.
490. E. Gourdon, Grahamsland. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, 1908, S. 77 und Bd. 1, 1909, S. 225.
491. O. Wilckens, Zur Geologie der Südpolarländer. Centralbl. f. Min., 1906, S. 173.
492. Philippi, Geologie der von der deutschen Südpolarexpedition besuchten antarktischen Gebiete (Kaiser Wilhelm II.-Land). Ztschr. d. d. geol. Gesell., Bd. 56, S. 8.
493. R. Reinisch, Petrographische Beschreibung der Gaußberggesteine. N. Jahrb. f. Min., Bd. 1, 1908, S. 75.
494. G. Prior, Report on the rockspecimens collected by the Southern Cross antarctic expedition. N. Jahrb. f. Min. usw., Vol. II, 1909, p. 75
495. O. H. Erdmannsdörffer, Über Magmenverteilung. Geol. Rundsch., Bd. II, Heft I.
496. A. Bergeat, Betrachtungen über die stoffliche Inhomogenität des Magmas im Erdinnern. Mitt. d. geograph. Ges. in München, Bd. III, S. 152.
497. W. Karmin, Über die Ursachen der vulkanischen Ausbrüche. Geol. Rundschau, Bd. V, S. 47.
498. Wolf, Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 60, S. 431.
499. Termier, Sur l'élimination de la chaux par metasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull. soc. géol. de France, (3), Vol. 26, p. 165.
500. C. Gagel, Beobachtungen über Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen in jungvulkanischen Gesteinen. Centralbl. f. Min., 1910, S. 225.
501. H. Backlund. Über chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. Centralbl. f. Min., 1913, S. 593.
502. A. Spitz, Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbüchler Alpen. Min. petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 497.
503. E. B. Bailey and G. W. Graham, Albitization of basic plagioclase Feldpars. Geol. Mag., Vol. (5) 6, 1909, p. 250—256.
504. John, Über Gabbro- und Granit-Einschlüsse im Basalt von Schluckenau. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1902, S. 141.
505. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. Min. petr. Mitt., Bd. XIV, S. 17.
506. Osann, Über den Cordieritführenden Andesit von Hoyazo (Cabo de Gata). Ztschr. d. d. geol. Ges., Bd. 40, S. 694.

507. W. Luczizky, Der Granit von Kössein im Fichtelgebirge und seine Einschlüsse. Min. petr. Mitt., Bd. XXIV, S. 345.

508. F. Zirkel, Über Urausscheidungen im rheinischen Basalt. Abh. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss., Bd. XXVIII, 1903.

509. Reinisch, Salbandbildung an einem Nephelinbasaltgang. Min. petr. Mitt., Bd. XXV, S. 533.

510. A. Bergeat, Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas und Spinell in dem ersteren. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXX, S. 549.

511. G. Linck, Beitrag zur Lehre von der Differentiation der Magmen. Centralbl. f. Min., 1903, S. 605. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XVII, S. 391.

512. Lacroix, Le gabbro du Pallet et ses modifications. Bull. d. serv. de la cart. géol. de la France, T. 67, 1899, p. 56.

513. M. Weber, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. Sitzungsber. d. Kgl. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 1910.

514. R. Lepsius, Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Contakt- und Regionalmetamorphose des Granits. Geol. Rundsch., Bd. III, S. 1.

515. J. Koenigsberger, Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundsch., Bd. III, 1912, H. 5/6.

516. P. J. Holmquist, Adergneisbildning och magmatisk assimilation. Geol. Fören i Stockholm. Förh., Vol. 29, p. 313. — The archaean geology of the coast of Stockholm. Ebenda, Vol. 32, p. 789. — Ar urberget bildadt under aktuella förhållanden. Ebenda, Vol. 29, p. 89.

517. J. Sederholm, Några ord angående gneisfrågan och andra urbergsspörsmål. Geol. Fören i. Stockholm Förh., Vol. 30, p. 156. — Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. Geol. Rundsch., Bd. IV, S. 174. — Om granit och gneis. Deras uppkomst uppträdande och utbredning inom urberget is Fennoskandia. Bull. de la Com. Géol. de Finlande, Vol. 23, Juni 1907.

518. H. Philipp, Vorläufige Mitteilungen über Resorption und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Centralbl. f. Min., 1907, S. 76. — Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Zeitschr. d. d. geol. Ges., Bd. 59, S. 189.

519. A. Daly, The Mechanics of Igneous Intrusion. Amer. Journ. of Sc., Vol. 165, p. 269; Vol. 166, p. 107 und Vol. 176, p. 17.

520. L. Walker, Causes of Variation in the Composition of Igneous Rocks. Amer. Journ. of Sc., Vol. 156, p. 410.

521. A. Bergeat, Der Granodiorit von Concepcion del Oro (Mexico) und sein Kontakt. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 28, 1909, S. 421—573.

522. H. Hobbs, Some Considerations Concerning the Place and Origin of Lava Maculae. Gerland's Beitr. z. Geophysik, Bd. XII, H. 2.

523. R. A. Daly, Origin of the Alkaline Rocks. Bull. Geol. Soc. of Americ., Vol. 21, 1910, p. 87.

524. F. Becke, Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXX, Abt. I.

525. P. Mennell, The average composition of igneous rocks. Geol. Mag. New. Ser., Vol. 1, London 1904.

526. A. v. Böhm, Abplattung und Gebirgsbildung. Leipzig und Wien 1910.

527. R. A. Daly, Magmatic differentiation in Hawaii. Journ. of Geol., Vol. 19, 1911, p. 289—316.
528. A. Daly, The Differentiation of secondary Magma through Gravitative Adjustment. Rosenbusch Festschr., 1906, S. 203.
529. A. P. Coleman, The Sudbury laccolithic sheet. Journ. of Geol., Vol. 15, p. 759.
530. G. K. Gilbert, Gravitational assemblage in granite. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 17, p. 321.
531. H. S. Washington, Some lavas of monte Arci, Sardinia. Amer. Journ. of Sc., Vol. XXXVI, 1913.
—, The Volcanic Cycles in Sardinia. Congrès géologique intern. Canada, 1913.
532. C. Bacher, Über die Laven der kleineren Izu-Inseln. München 1914.
533. J. P. Iddings, Igneous rocks, II, 1913.

Nach der Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhalte ich Einblick in das Werk F. v. Wolff: Der Vulkanismus, Stuttgart 1913. In diesem Buche wird das Problem der petrographischen Provinzen gleichfalls ausführlich behandelt. In den einschlägigen Kapiteln findet sich die eine oder andere Ergänzung zu den vorliegenden Ausführungen.

---

5. Numerische Angaben über physikalische und chemische Eigenschaften der Mineralien.

B. Die Koeffizienten der thermischen Ausdehnung der Mineralien und Gesteine und der künstlich hergestellten Stoffe von entsprechender Zusammensetzung.

Von

Karl Schulz,
Berlin-Lankwitz.

Mit wenigen Ausnahmen konnten alle Angaben den Originalarbeiten entnommen werden. Bei den Abhandlungen, bei denen dies nicht möglich war, sind die benutzten Referate angegeben worden. Ein in eine eckige Klammer [] eingeschlossenes Zitat bedeutet, daß die zugehörige Veröffentlichung vom Referenten nicht eingesehen worden ist, weil sie ihm entweder nicht zugänglich war oder in keiner direkten Beziehung zu den Konstanten der thermischen Ausdehnung steht (wie z. B. Angaben über die Herstellung der Substanzen) oder von ihm nicht berücksichtigt zu werden brauchte, da sie inhaltlich mit bereits benutzten Arbeiten übereinstimmt. Im letzteren Falle war der Referent namentlich beim Vorliegen von Übersetzungen bemüht, durch Vergleich von mindestens zwei Abdrucken die Zuverlässigkeit des Zahlenmaterials zu gewährleisten.

Neben den Arbeiten, in denen die Koeffizienten der thermischen Ausdehnung direkt angeführt sind, wurde auch über diejenigen berichtet, in denen die Werte von Flächenwinkeln bei verschiedenen Temperaturen angegeben sind oder Ausdrücke von der Form:

$$l_t = l_0 (1 + at + bt^2 + ct^3) \quad \text{oder}$$
$$V_t = V_0 (1 + at + bt^2 + ct^3)$$

die Werte jener Koeffizienten zu entnehmen gestatten. Aus Raummangel wurde dagegen auf die Wiedergabe der Dichten von Körpern bei verschiedenen Temperaturen verzichtet, wenn diese Größen nicht neben anderen Konstanten der Ausdehnung angeführt sind.

Um Irrtümer beim Gebrauch der Tabellen zu verhüten, wurde von der Einführung einer einheitlichen, für alle Arbeiten gültigen Bezeichnungsweise durch Buchstaben bei den verschiedenen Arten von Ausdehnungskoeffizienten abgesehen; die Bedeutung der benutzten Abkürzungen ist aus den Erläuterungen zu entnehmen, die jedem Referat vorangestellt sind.

Die angeführten Zahlenwerte der Koeffizienten der thermischen Ausdehnung beziehen sich auf homogene Körper (amorphe Stoffe, Einzelkristalle) und inhomogene Gebilde (Aggregate von amorphen oder kristallisierten Einzelindividuen von gleicher chemischer Zusammensetzung). Bei beiden Arten sind sowohl lineare als auch kubische „Ausdehnungen“ und Ausdehungskoeffizienten bestimmt worden.

I. Lineare Ausdehnung homogener Körper.

Die thermische Ausdehnung eines homogenen festen Körpers in einer bestimmten Richtung kann beschrieben werden mit Hilfe der Begriffe „lineare Ausdehnung“ oder „lineare Dilatation“, „wahrer linearer Ausdehnungskoeffizient“, „mittlerer linearer Ausdehnungskoeffizient“. Sind l_0, l_1, l_2, l_t Längen bei 0, t_1, t_2, t^0, die in der zu prüfenden Richtung gemessen sind, so gelten folgende Definitionen:

Die „lineare Ausdehnung zwischen t_1 und $t_2{}^0$“ oder die „lineare Dilatation zwischen t_1 und $t_2{}^0$“ ist gleich

$$\frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1}.$$

Der „wahre lineare Ausdehnungskoeffizient bei t^0“ ist gleich

$$\frac{d(l_t)}{dt} \cdot \frac{1}{l_0}$$

Der „mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient zwischen t_1 und $t_2{}^0$“ ist gleich

$$\frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1} \cdot \frac{1}{l_0}$$

Hierbei ist zu beachten, daß die Richtung, in der eine der Längen bei einer bestimmten Temperatur (z. B. l_0 bei 0^0) ge-

messen wurde, infolge der durch Temperaturänderungen bewirkten Deformation des Körpers ihre Lage im Raum ändern kann, so daß neben der Bestimmung der neuen Längen (z. B. l_1, l_2, l_t) geprüft werden muß, ob und um welchen Betrag diese Richtungen gegen die Richtung verschoben sind, in der die ursprüngliche Länge gemessen wurde.

Der Vorgang der thermischen Ausdehnung homogener fester Körper folgt den Gesetzen der „homogenen Deformationen“. In jedem homogenen festen Körper gibt es, solange trotz der Änderung der Temperatur der physikalische Zustand erhalten bleibt, drei aufeinander senkrechte Richtungen, die während der thermischen Ausdehnung ihre Lage im Raum ändern können, jedoch nach der Deformation wieder aufeinander senkrecht stehen. Es sind dies die Hauptachsen des Deformationsellipsoides, das aus einer Kugel mit dem Radius Eins durch die Änderung der Temperatur hervorgegangen ist. Sie heißen „thermische Achsen“ oder „Hauptachsen der thermischen Deformation“; einer jeden von ihnen entspricht ein besonderer „Hauptausdehnungskoeffizient“.

Bei den Kristallen des regulären Systems und bei den amorphen Körpern gibt es unendlich viele Tripel von aufeinander senkrechten Richtungen, die als thermische Achsen genommen werden dürfen, da in ihnen für bestimmte Temperaturen und Temperaturintervalle die linearen Ausdehnungskoeffizienten sowie deren Veränderlichkeit mit der Temperatur von der Richtung unabhängig sind. Ebenso bleibt die Lage einer bestimmten Bezugsrichtung während der thermischen Ausdehnung dieselbe. Das Deformationsellipsoid ist eine Kugel; es erfolgt also nur eine Änderung des Volumens, nicht eine Änderung der Gestalt.

Bei den Kristallen, die nicht dem regulären System angehören, sind die linearen Ausdehnungskoeffizienten von der Richtung abhängig; die Abhängigkeit entspricht der Symmetrie des Kristalls.

In den Kristallen des hexagonalen, trigonalen und tetragonalen Systems ist die Lage der thermischen Achsen stets dieselbe. Eine der thermischen Achsen und die zugehörigen linearen Ausdehnungskoeffizienten sind vor den beiden anderen ausgezeichnet; ihre Richtung fällt mit der der kristallographischen c-Achse zusammen. Zu den beiden anderen thermischen Achsen dürfen je zwei beliebige aufeinander und auf der mit der c-Achse zusammenfallenden Richtung senkrechte Achsen gewählt werden, da in der zu dieser Achse senkrechten Ebene die linearen Ausdehnungskoeffizienten und ihre Änderungen von

22*

der Richtung unabhängig sind. Das Deformationsellipsoid ist ein Rotationsellipsoid.

Bei den Kristallen des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems sind die Hauptausdehnungskoeffizienten voneinander verschieden. Das Deformationsellipsoid ist ein dreiachsiges ungleichachsiges Ellipsoid.

In den Kristallen des rhombischen Systems ist die Lage der thermischen Achsen von der Temperatur unabhängig, da sie bei jeder Temperatur mit den kristallographischen Achsen zusammenfallen.

In den Kristallen des monoklinen Systems hat nur eine der thermischen Achsen eine von der Temperatur unabhängige Lage, sie fällt mit der kristallographischen b-Achse zusammen. Die beiden anderen Achsen liegen in der zu der b-Achse senkrechten Ebene. Ihre Lage muß für jedes Temperaturintervall besonders ermittelt werden.

Bei den Kristallen des triklinen Systems ist die Lage aller drei thermischen Achsen für jedes Temperaturintervall eine andere; sie muß bei jeder Änderung der Temperatur besonders ermittelt werden.

II. Lineare Ausdehnung inhomogener Körper.

Bei inhomogenen Körpern, z. B. bei gegossenen Metallstäben, erhält man bei Anwendung der üblichen Methoden nicht Einzelwerte, sondern nur Mittelwerte der linearen Ausdehnungskoeffizienten in der betrachteten Richtung bei allen Körpern, in denen die linearen Ausdehnungskoeffizienten von der Richtung abhängig sind.

III. Kubische Ausdehnung.

Die kubische Ausdehnung eines Körpers kann beschrieben werden mit Hilfe der Größen „kubische Ausdehnung“ oder „kubische Dilatation“, „wahrer kubischer Ausdehnungskoeffizient“, mittlerer kubischer Ausdehnungskoeffizient. Bedeuten V_0, V_1, V_2, V_t Volumina bei 0, t_1, t_2, t^0, so gelten folgende Definitionen.

Die „kubische Ausdehnung zwischen t_1 und t_2^0“ oder die „kubische Dilatation zwischen t_1 und t_2^0“ ist gleich

$$\frac{V_2 - V_1}{t_2 - t_1}$$

Der „wahre kubische Ausdehnungskoeffizient bei t^0“ ist gleich

$$\frac{d(V_t)}{dt} \cdot \frac{1}{V_0}$$

Der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient zwischen t_1 und $t_2{}^0$ ist gleich:

$$\frac{V_2 - V_1}{t_2 - t_1} \cdot \frac{1}{V^0}$$

Bei den amorphen Körpern und den Kristallen des regulären Systems ist der kubische Ausdehnungskoeffizient gleich dem dreifachen Werte des linearen; bei den Kristallen des hexagonalen, trigonalen und tetragonalen Systems ist der kubische Ausdehnungskoeffizient gleich dem linearen Ausdehnungskoeffizienten in der Richtung der c-Achse, vermehrt um das Zweifache des linearen Ausdehnungskoeffizienten in der zur c-Achse senkrechten Richtung. Bei den Kristallen des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems ist der kubische Ausdehnungskoeffizient gleich der Summe der drei Hauptausdehnungskoeffizienten.

Der „mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient zwischen t_1 und $t_2{}^0$“ darf nicht verwechselt werden mit dem „mittleren linearen Ausdehnungskoeffizienten bei anisotropen Kristallen“, der gleich dem dritten Teil des entsprechenden kubischen Ausdehnungskoeffizienten ist. Außer durch Prüfung der kubischen Ausdehnung kann sein Wert, wenn die Lage der thermischen Achsen in dem Kristall bekannt ist, noch durch Ermittlung des linearen Ausdehnungskoeffizienten in einer Richtung festgestellt werden, die mit jeder der thermischen Achsen einen Winkel von 54° 44′ bildet (s. H. Fizeau, Nr. 40).

Bei der Beurteilung der Zahlen der Tabelle ist zu beachten, daß bei einem erheblichen Teil der Untersuchungen über lineare und kubische Ausdehnungskoeffizienten keine Messungen bei 0° vorgenommen wurden, so daß bei diesen Versuchen l_0 und V_0 streng genommen unbekannt sind.

Wo nichts anderes angeführt ist, sind die Temperaturen in Celsiusgraden angegeben.

Die Grenzen des in der Überschrift genannten Themas wurden nach drei Richtungen überschritten. Einmal wurde versucht, die Literatur über Volumenänderungen beim Schmelzvorgange vollständig zu berücksichtigen. Ferner sind die Arbeiten angeführt worden, in denen die Theorie der thermischen Ausdehnung der Kristalle behandelt ist. Auch wurde über Stoffe berichtet, die, obgleich sie nicht als Mineralien in der Natur vorkommen, doch wegen ihrer physikalischen oder chemischen Eigenschaften ein ganz besonderes Interesse für die Kristallographie besitzen.

1. DULONG u. PETIT, Ann. de Chim. et de Phys., Bd. 7, 1818, S. 113.

Es wird zunächst der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient α zwischen $t_1{}^0$ und $t_2{}^0$ für Quecksilber bestimmt. Dem Versuch liegt der Satz zugrunde, daß in kommunizierenden Röhren die Höhen, die dieselbe Flüssigkeit in den Schenkeln einnimmt, sich bei verschiedenen Temperaturen umgekehrt verhalten wie die Dichten der Flüssigkeit bei diesen Temperaturen. Die Temperaturen werden gemessen durch ein Luftthermometer und ein Gewichtsquecksilberthermometer.

Temperaturen (Luftthermometer). $t_1 = 0^0$; $t_2 =$	α			Temperatur, aus der Ausdehnung des Quecksilbers berechnet.[1])
	größter Wert aller Versuche	kleinster Wert aller Versuche	Endgültiger Wert	
100°	$\frac{1}{5547}$	$\frac{1}{5552}$	$\frac{1}{5550}$	100°
200	$\frac{1}{5419}$	$\frac{1}{5431}$	$\frac{1}{5425}$	204,61
300	$\frac{1}{5289}$	$\frac{1}{5309}$	$\frac{1}{5300}$	314,15

Nachdem die thermische Ausdehnung des Quecksilbers bekannt ist, wird die des Glases festgestellt und mit Hilfe beider Ergebnisse der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient α zwischen $t_1{}^0$ und $t_2{}^0$ dreier Metalle ermittelt. Die Methode ist später wiederholt, z. B. auch von MATTHIESSEN (Nr. 41 u. 44) und RUSSNER (Nr. 84), angewendet worden.

Temperaturen (Luftthermometer). $t_1 = 0$. $t_2 =$	α		
	Kupfer[2])	Eisen	Platin
100°	$\frac{1}{19400}$	$\frac{1}{28200}$	$\frac{1}{37700}$
300	$\frac{1}{17700}$	$\frac{1}{22700}$	$\frac{1}{36300}$

[1]) 1° bedeutet bei der Berechnung die Temperaturzunahme, durch welche die Volumeneinheit Quecksilber von 0° um $\frac{1}{5550}$ ausgedehnt wird. Es wird hierbei also angenommen, daß das Quecksilber sich oberhalb von 100° genau ebenso ausdehnt wie unterhalb 100°.

[2]) Das Kupfer ist zum Schutze gegen die Amalgamierung mit einer dünnen Oxydschicht überzogen.

2. E. MITSCHERLICH, Pogg. Ann., Bd. 1, 1824, S. 125; Abh. Berlin. Akad. 1825, S. 201. Ges. Schriften von E. MITSCHERLICH, herausgegeb. von A. MITSCHERLICH, Berlin 1896, S. 195.

Die Versuche werden ausgeführt durch Messung der inneren Flächenwinkel mittels eines Reflexionsgoniometers an Kristallen, die in einem Quecksilberbade auf bekannte konstante Temperaturen zwischen 10° R und 140° R erhitzt werden. Für Kalkspat ergibt sich bei einer Temperaturdifferenz von 80° C eine relative Ausdehnung von 0,00325; gemeinsam mit DULONG ermittelt MITSCHERLICH die absolute Ausdehnung zu 0,00196 (vgl. Nr. 3).

3. E. MITSCHERLICH, Pogg. Ann., Bd. 10, 1827, S. 137. Abh. Akad. d. Wiss. Berlin, Math.-phys. Kl., 1825, S. 201.

Vgl. Nr. 2. Die Versuche werden hier ausführlicher mitgeteilt und auf andere Substanzen ausgedehnt. Es ist: t_n die Temperatur des Quecksilbers, δ der innere Flächenwinkel an einer Endkante des Grundrhomboeders, δ_1 der innere Flächenwinkel an einer Seitenkante des Grundrhomboeders, Δ die Differenz zwischen je zwei bei verschiedenen Temperaturen angestellten Versuchen:

Kalkspat (Island), 1. Stück.

Nr. des Versuchs	t_n	δ	Δ zwischen dem 1. und n. Versuch	n	$t_n - t_1$
1	8° R	105° 3′ 59½″	—		
2	72	104 57 23½	6′ 36″	2	64°
3	82	104 56 32½	7 27	3	74
4	127	104 52 0	11 59½	4	119
5	131	104 51 25	12 34½	5	123

MITSCHERLICH bildet: $\Sigma\Delta = 38' 37''$ und $\Sigma(t_n - t_1) = 380°$.

$$\text{Aus } \frac{\Sigma\Delta}{\Sigma(t_n - t_1)} \cdot 80 \text{ folgt } \Delta \text{ für } 80° \text{ R gleich } 8' 8''.$$

Kalkspat (Island), 1. Stück.

Nr. des Versuchs	t_n	δ_1	Δ zwischen dem n. und 6. Versuch.	n	$t_n - t_6$
6	8° R	74° 55′ 15″	—	—	—
7	131	75 9 15	14′ 0″	7	123°
8	8	74 55 25	—	—	—
9	131	75 9 15	14 0	9	123
10	71	75 1 50	6 35	10	63
11	73	75 2 45	7 30	11	65
12	70	75 2 5	6 50	12	62

$\Sigma\Delta = 49' 15''$ $\Sigma(t_n - t_6) = 436°$

Wie oben folgt für 80° R Δ gleich 9′ 1″.

Aus Versuch 1—12 („den besten“) ergibt sich Δ gleich 8′ 34½″ für 80° R.

Kalkspat (Island), 2. Stück.

Nr. des Versuchs	t_n	δ_1	Nr. des Versuchs	t_n	δ
13	18¾° R	74° 47′ 15″	18	17½° R	105° 4′ 6⅔″
14	79	75 3 25	19	79	104 57 45
15	79	75 3 50	20	81	104 57 50
16	80	75 3 40	21	80	104 57 55
17	87	75 3 30			

Kalkspat (Island), 3. Stück. Kalkspat (Island), 4. Stück.

Nr. des Versuchs	t_n	δ	Nr. des Versuchs	t_n	δ
22	14° R	105° 3′ 40″	29	18	105° 3′ 28½″
23	124	104 51 35	30	121½	104 51 40
24	122	104 51 25	31	122	104 51 50
25	124	104 51 35	32	122	104 51 50
26	124	104 50 57½	33	122	104 51 55
27	72	104 57 20	34	123	104 51 10
28	68	104 58 5			

Kalkspat (Island), 5. Stück.

Nr. des Versuchs	t_n	δ	Nr. des Versuchs	t_n	δ
35	14½° R	105° 4′ 12″	39	106° R	104° 54′ 25″
36	100	104 55 40	40	104	104 54 50
37	108	104 54 25	41	102	104 54 45
38	107	104 54 5	42	16	105 3 55

Versuch über die Ausdehnung des Kalkspates, gemeinsam mit Dulong nach dessen Methode ausgeführt. Ein gläsernes Rohr ist mit 800 g Substanz gefüllt; es ist an einem Ende verschlossen, am anderen in eine Kapillare ausgezogen. Das Gewicht des gefüllten Rohres wird bestimmt; dann füllt man es mit Quecksilber und kocht es aus, worauf es erst auf 0° abgekühlt und weiterhin auf 80° R erhitzt wird. Man bestimmt die Menge des herausgeflossenen Quecksilbers und die des Quecksilbers im Glasgefäße; aus der bekannten Ausdehnung des Glases und des Quecksilbers wird berechnet, daß die Ausdehnung des Kalkspats für 100° 0,001961 seines Volumens beträgt.

Durch Messung der Dicke von Kalkspatplatten, die parallel und senkrecht zur c-Achse geschliffen waren, in Wasser von verschiedenen konstanten Temperaturen wird der Unterschied der Ausdehnung in beiden Richtungen ermittelt; er beträgt für 100° C 0,00321; durch Vergleich der Ausdehnung einer Glasplatte von bekannter Ausdehnung mit der einer Kalkspatplatte ergibt sich

die Ausdehnung senkrecht zur c-Achse für 100° C = — 0,00056
" " parallel " " " " " = + 0,00286;

die räumliche Dilatation beträgt hiernach für 100° 0,001757.

Dolomit (Traversella?).
$\delta = 106° 15'$? (Reflexbild unscharf!).

1. Stück. — 2. Stück.

Der Winkel wird zwischen $t_1 = 15°$ und $t_n°$ schärfer um Δ gleich	t_n	$t_n - t_1$	Der Winkel wird zwischen $t_1 = 15°$ und $t_n°$ schärfer um Δ gleich	t_n	$t_n - t_1$
5′ 48³/₄″	131°	116°	5′ 11″	123°	108°
5 43³/₄	132	117	5′ 37″	129	114
6 28³/₄	133	118			
$\Sigma\Delta = 18'$ 1¹/₄,	$\Sigma(t_n - t_1) =$	351°	$\Sigma\Delta = 10' 48''$	$\Sigma(t_n - t_1) =$	222°
	$\Delta = 4' 6''$ für 80°			$\Delta = 3' 53''$ für 80°	

Breunnerit (Pfitschtal).
(Analyse von Magnus: $CaCO_3$ 15,59; $MgCO_3$ 82,91; $MnCO_3$ 1,19; Σ 99,69).
δ bei 14° R 107° 22′ 32″.

Der Winkel δ wird zwischen $t_1 = 18°$ und $t_n°$ schärfer um Δ gleich	t_n	$t_n - t_1$	Der Winkel δ wird zwischen $t_1 = 15°$ und $t_n°$ schärfer um Δ gleich	t_n	$t_n - t_1$
4′ 37¹/₂	126°	108°	5′ 10″	134	119
4 32¹/₂	121	103	5 2¹/₂	130	115
4 12¹/₂	121	103	4 57¹/₂	126	111
4 47¹/₂	122	104			
$\Sigma\Delta = 18' 10''$	$\Sigma(t_n - t_1) = 418$				
	$\Delta = 3' 29''$ für 80°				

Eisenspat (Ehrenfriedersdorf).
(Analyse von Magnus: $FeCO_3$ 59,99; $MnCO_3$ 49,66; Σ 100,65).
δ bei ?° 107° 0′? (Reflexbild unscharf!).

Der Winkel δ wird zwischen $t_1 = 16°$ und $t_n°$ schärfer um Δ gleich	t_n	$t_n - t_1$
3′ 20″	135°	119°
3 15	126	110
3 5	124	108
$\Sigma\Delta = 9' 40''$	$\Delta(t_n - t_1) = 337°$	
	$\Delta = 2' 22''$ für 80°	

Die Veränderung des Winkels δ für eine Änderung der Temperatur um 80° R beträgt bei:

Kalkspat	8' 34½"	Breunnerit	3' 29"
Dolomit	4 6	Eisenspat	2 22

Aragonit.

Neigung der „Seitenflächen" bei 14° R 116° 11' 46⅔"
„ „ „ „ 114 116 15 28⅔"

Neigung der „Endflächen"; der Winkel wurde schärfer:
von 7° bis 112° R, also für 105°, um 7' 15"
„ „ „ 106, „ „ 99 „ 6 45
„ „ „ 130, „ „ 123 „ 8 32½
„ „ „ 123, „ „ 116 „ 8 17½
„ „ „ 73, „ „ 66 „ 4 15
„ „ „ 71, „ „ 64 „ 4 25

Gips.

Es werden bei der Erwärmung um 100° Celsius [1]) alle Winkel stumpfer und zwar ändert sich:

der Winkel der Flächen f (110) : f' (1$\bar{1}$0) um 10' 50"
„ „ „ „ l (111) : l' (1$\bar{1}$1) „ 8' 25"
„ „ „ Kanten l/l : f/f „ 7' 26"

[1]) Dieser Betrag ist nicht direkt angegeben, ist jedoch aus den vorher gemachten Angaben zu entnehmen.

4. J. PRINSEP, Edinburgh Journ. of Science, Bd. 10, 1829, S. 356.

Es wird die dauernde Ausdehnung gemessen, die Eisen durch starke Erhitzung erfährt, durch Auswägen einer eisernen Retorte bei 80° F mit Quecksilber. Ihr Inhalt beträgt vor dem Versuch 9,13; nach dem ersten starken Erhitzen 9,64; nach dreimaligem starken Erhitzen 10,16 Kubikzoll.

5. J. F. DANIELL, Phil. Trans. Roy. Soc. London, f. 1830, Part. II, 1830, S. 257.

Mit einem neuen „Registerpyrometer" wird die Ausdehnung einiger Stoffe bestimmt. Die Ergebnisse sind zusammenfassend mitgeteilt in Phil. Trans. for 1831; Part. II, 1831, S. 443. Die Temperaturen sind in Graden nach Fahrenheit angegeben. Die Länge eines Stabes, die bei 62° gleich 1 ist, ist bei t° gleich l_t.

Stoff	l_t, t = 212° F.	l_t, t = 662° F.	l_t bei der Schmelztemperatur
Graphit	1,00244	1,000703	—
Platin	1,000735	1,002995	1,009926 (Maximum; nicht geschmolzen).
Schmiedeeisen	1,000984	1,004483	1,018378 (bei der Schmelztemperatur des Gußeisens).
Gußeisen	1,000893	1,003943	1,016389
Gold	1,001025	1,004238	—
Kupfer	1,001430	1,006347	1,024376
Silber	1,001626	1,006886	1,026640
Zink	1,002480	1,008527	1,012621
Blei	1,002323	—	1,009072
Zinn	1,001472	—	1,003798

6. MARX, Journ. für Chem. u. Phys. (Schweiggers Journ.), Bd. 58, 1830, S. 454.

Läßt man geschmolzenes Wismut in einem Löffel erkalten, so erstarrt es zunächst an der Oberfläche. Plötzlich dringen bei weiterer Abkühlung Teile des im Inneren noch flüssigen Metalls infolge der Ausdehnung des erstarrenden Wismuts an die Außenseite, wo sie kugelig erstarren. Durch Vergleich des Gesamtgewichtes dieser kugelförmigen Gebilde mit dem des gesamten Regulus ergibt sich, daß sich Wismut beim Erstarren um mindestens $^1/_{53}$ seines Gewichtes ausdehnt.

7. F. E. NEUMANN, Pogg. Ann., Bd. 24, 1832, S. 390.

„Auszug eines Schreibens des Herrn Prof. NEUMANN an Prof. WEISS.“ Die Mitteilung hat eine Diskussion über die „thermischen Achsen“ zum Gegenstande.

8. F. E. NEUMANN, Pogg. Ann., Bd. 27, 1833, S. 240.

Berechnung der von MITSCHERLICH (Nr. 3) für Gips ermittelten thermischen Konstanten. Die räumliche Ausdehnung $\frac{\Delta V}{V}$ ist gleich der Summe der linearen Ausdehnungen $\frac{\Delta R'}{R'}; \frac{\Delta R''}{R''}; \frac{\Delta R'''}{R'''}$ in drei aufeinander senkrechten Richtungen: $\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta R'}{R'} + \frac{\Delta R''}{R''} + \frac{\Delta R'''}{R'''}$. Alle Werte werden mit Hilfe des unbekannten Ausdruckes $\frac{\Delta R'}{R'}$ dargestellt (siehe unten). Irrtümlicherweise findet der Verfasser, daß im Gips die optischen und thermischen Achsen innerhalb der Beobachtungsfehler zusammenfallen. Die Ausdehnungen $\frac{\Delta a}{a}; \frac{\Delta b}{b}; \frac{\Delta c}{c}$ in den Richtungen der thermischen Achsen; von denen $\frac{\Delta b}{b}$ zu der mit der Symmetrieachse zusammenfallenden Ausdehnungsachse gehört, werden durch die unbekannte Größe $\frac{\Delta c}{c}$ ausgedrückt. Man erhält:

$$\frac{\Delta R''}{R''} = \frac{\Delta R'}{R'} + 0{,}002892 \qquad \frac{\Delta a}{a} = \frac{\Delta c}{c} + 0{,}003029$$

$$\frac{\Delta R'''}{R'''} = \frac{\Delta R'}{R'} + 0{,}004370 \qquad \frac{\Delta b}{b} = \frac{\Delta c}{c} + 0{,}004540$$

$$\frac{\Delta V}{V} = 3 \cdot \frac{\Delta R'}{R'} + 0{,}007262 \qquad \frac{\Delta V}{V} = 3 \cdot \frac{\Delta c}{c} + 0{,}007569$$

In der Richtung, in der die Ausdehnung gleich $\frac{\Delta R'}{R'}$ ist, findet wahrscheinlich eine sehr starke Kontraktion statt.

9. E. MITSCHERLICH, Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss., Jahrg. 2, 1837, S. 69; Pogg. Ann., Bd. 41, 1837, S. 213; Ges. Schriften von E. MITSCHERLICH, herausgegeben von ALEXANDER MITSCHERLICH, Berlin 1896, S. 429, Nr. 48.

Die Arbeit „Bestimmung der Ausdehnung kristallisierter Körper durch die Wärme" behandelt eine Methode zur Untersuchung des thermischen Verhaltens von Kristallen bei der natürliche oder künstliche Zwillinge benutzt werden.

10. E. MITSCHERLICH, Ges. Schriften, herausgegeb. v. A. MITSCHERLICH, Berlin 1896, S. 430, Nr. 49.

Es wird in dieser, „nach einem im Nachlaß vorgefundenen Manuskript ohne Datum wortgetreu veröffentlichen" Abhandlung (niedergeschrieben sehr bald nach Nr. 9), eine neue Methode zur Bestimmung der Winkeländerungen von besonders vorbereiteten Kristallen bei der Erwärmung in einem Luftbade beschrieben. Sie beruht darauf, daß man den Winkelabstand der von den beiden Flächen, die den zu untersuchenden Winkel bilden, durch Reflexion hervorgerufenen Spiegelbilder beim Erwärmen feststellt. Es wird ermittelt, daß für eine Temperaturerhöhung von 100° der stumpfe Winkel des Rhomboeders von Bitterspat um 4′ 39,22″ spitzer wird. Von Quarz und Aragonit, die außerdem noch geprüft werden, sind nur auf den Apparat bezügliche Angaben gemacht.

11. J. OSANN, Pogg. Ann., Bd. 31, 1834, S. 34.

Ein Aräometer wird in Schwefel, der bis zu seiner Siedetemperatur erhitzt worden ist, während des Erkaltens eingesenkt. Es ergibt sich das spezifische Gewicht des geschmolzenen Schwefels im dickflüssigen Zustande zu 1,751; im dünnflüssigen Zustande zu 1,927. Ferner wird gefunden, daß beim Erstarren keine „einigermaßen beträchtliche" Ausdehnung des Schwefels stattfindet.

12. H. KOPP, Ann. d. Chem. u. Pharm., Bd. 36, 1840, S. 1.

Aus zwei Bestimmungen des spezifischen Gewichtes d von Kalkspat (Kristalle aus Island) durch Wägung in Luft und Wasser, die, auf Wasser von 0° bezogen, ergaben: d (bei 15,4°) = 2,71519; d (bei 58,0°) = 2,70025, berechnet der Verfasser aus dem Atomvolumen, indem er die Dichtigkeitsänderung der Temperatur proportional setzt, daß die Änderung des Polkantenwinkels, der durch die Erwärmung stumpfer wird, für einen Temperaturunterschied von 100° gleich 13′ sein müsse. In Nr. 20 wird das hier erhaltene Ergebnis vom Verfasser als unsicher bezeichnet.

13. M. DESPRETZ, Compt. rend., Bd. 7, 1838, S. 588.

Mit Hilfe einer dilatometrischen Methode, vergleiche hierzu: Ann. de Chim. et de Phys., Bd. 70, 1839, S. 5 und S. 49; Bd. 73, 1840, S. 296; wird die Ausdehnung von flüssigem Schwefel geprüft. Der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient zwischen 110° und t° ist gleich α.

t	α	t	α
130°	0,000622	200°	0,000454
150	581	250	428

14. C. A. STEINHEIL, Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss., Bd. 4 (enthaltend die Abhandl. von 1844 bis 1846; in der Reihe der Denkschrift. Bd. 19) 1846, I. Abt., S. 163 und 245.

Die Untersuchung hat das Bergkristall-Kilogramm „auf welchem die Feststellung des bayerischen Pfundes nach der Allerh. Verordnung vom 28. Februar 1809 beruht" zum Gegenstande. Das Bergkristall-Kilogramm ist aus einem etwa 5 kg schweren Bergkristall (Brasilien) herausgeschnitten worden, dessen reinste Stelle benutzt wurde. Im Inneren des kg-Gewichtes sieht man „kleine Wölkchen und Schillerflächen". Die „Längenausdehnung x" des Bergkristalls wird aus dem spezifischen Gewicht durch Wägungen in Luft und Wasser unter Anwendung der von BESSEL (Astronomische Nachrichten Nr. 163) angegebenen Berechnungsform festgestellt. x ist ein in bezug auf die Richtung mittlerer Wert, zu dem man folgendermaßen gelangt. Würde sich Quarz nach aller Richtung gleichmäßig für 1° Temperaturerhöhung um den Betrag x ausdehnen, so kann man aus dem spezifischen Gewicht d bei verschiedenen Temperaturen den Wert von $(1 + t\,x)^3$ und daraus x erhalten. Aus drei Versuchen bei 18,40, 23,99 und 16,82° ergibt sich:

$$x = 0{,}0000108 \pm 0{,}00000027$$
$$d = 2{,}650962 \pm 0{,}0000034$$

Beim Vergleich der Copie aus Glas des „Mètre des Archives" mit dem Original (S. 245), wobei die Längenmessungen mit Hilfe eines Comparators von Repsold ausgeführt werden, deuten die Messungen eine größere Ausdehnung des „Mètre des Archives", nämlich 0,00000905 der ganzen Länge des Maßstabes für eine Temperaturerhöhung um 1° an, als der Wert von J. C. BORDA beträgt [Base du syst. mètr., T. III, p. 469; siehe auch J. C. BIOT, Traité de Physique expérimentale et mathématique, Paris 1816, Bd. I, S. 164], der auch für das „Mètre des Archives" angenommen wurde, (BORDA fand 0,00000856).

15. V. Regnault, Mém. de l'Acad. roy. des sciences de l'Institut de France, Bd. 21, 1847, S. 271.

Es wird die thermische Ausdehnung des Quecksilbers nach dem Verfahren von Dulong und Petit (Nr. 1) geprüft. Von den Verbesserungen, die die Versuchsanordnung erfahren hat, ist hervorzuheben, daß man, wie es bei Dulong und Petit notwendig war, nicht gezwungen ist, den erhitzten Apparat aus dem konstanten Bade bei der Beobachtung herauszuheben. Da ferner die Quecksilbersäulen in den Beobachtungsröhren gleiche Temperatur und gleichen Durchmesser haben, kann die Kapillarität keinen störenden Einfluß ausüben. Zwei abweichende Anordnungen werden verwendet; bei der einen, mit der die Versuchsreihen I, II und III ausgeführt wurden, sind die vertikalen Röhren in ihrem oberen Teil verbunden; bei der anderen (Reihe IV) stehen die unteren Teile miteinander in Verbindung. Wegen der Einzelwerte der Versuchsreihen muß auf die Originalarbeit (S. 300—307, I—III; S. 312—315, IV) verwiesen werden, da ihre Wiedergabe zuviel Raum beanspruchen würde. Die Berechnung geschieht graphisch unter Zuhilfenahme der Methode der sukzessiven Approximationen, wobei die Werte von Dulong und Petit benutzt werden. Die erhaltenen Resultate sind in der nachfolgenden Tabelle vereinigt. In ihr bedeutet: t die Temperatur, bezogen auf das Luftthermometer; dV die Volumenzunahme, die ein Volumen Quecksilber, das bei 0^0 gleich 1 ist, erfährt, wenn es auf t^0 erhitzt wird, α den mittleren kubischen Ausdehnungskoeffizienten von Quecksilber zwischen 0 und t^0, β den wahren kubischen Ausdehnungskoeffizienten bei t^0, T die Temperatur, die ein Thermometer zeigen würde, das auf die absolute Ausdehnung des Quecksilbers bezogen wird. Die Werte T — t der Tabellen wurden nicht angegeben.

t	dV	α	β	T
0°	0,000000	0,00000000	0,00017905	0°
10	1792	17925	17950	9,872
20	3590	17951	18001	19,776
30	5393	17976	18051	29,709
40	7201	18002	18102	39,668
50	9013	18027	18152	49,650
60	10831	18052	18203	59,665
70	12655	18078	18253	69,713
80	14482	18102	18304	79,777
90	16315	18128	18354	89,875
100	18153	18153	18405 [1]	100,000
110	19996	18178	18455	110,153
120	21844	18203	18505	120,333
130	23697	18228	18556	130,540
140	25555	18254	18606	140,776
150	27419	18279	18657	151,044

[1]) Im Original steht irrtümlich 0,00018305.

t	dV	α	β	T
160°	0,029287	0,00018304	0,00018707	161,334
170	31160	18329	18758	171,652
180	33039	18355	18808	182,003
190	34922	18380	18859	192,376
200	36811	18405	18909	202,782
210	38704	18430	18959	213,210
220	40603	18456	19010	223,671
230	42506	18481	19061	234,154
240	44415	18506	19111	244,670
250	46329	18531	19161	255,214
260	48247	18557	19212	265,780
270	50171	18582	19262	276,379
280	52100	18607	19313	287,005
290	54034	18632	19363	297,659
300	55973	18658	19413	308,340
310	57917	18683	19464	319,048
320	59866	18708	19515	329,786
330	61820	18733	19565	340,550
340	63778	18758	19616	351,336
350	65743	18784	19666	362,160

16. J. P. Joule und L. Playfair, The Quarterly Journ. of the Chem. Soc. London, Bd. 1, 1849, S. 121.

Es werden die Dichten organischer Stoffe mit Hilfe von Pyknometern von etwa 270—500 ccm Rauminhalt ermittelt, wobei erst die Ausdehnung des Glases mit Hilfe des Wertes von Despretz (M. C. Desprtz, Ann. de Chim. et de Phys., Bd. 70, 1839, S. 5 und 49; Bd. 73, 1840, S. 296) für die Ausdehnung von Wasser festgestellt wird, woran sich dann die Bestimmung des Ausdehnungskoeffizienten von Terpentin schließt, das sich neben den Salzen im Pyknometer befindet. Es werden für jeden Stoff zwei Messungen zwischen den Temperaturen t_1 und t_2 ausgeführt. Sämtliche Temperaturangaben beziehen sich auf die Skala nach Fahrenheit. Berechnet wird außer dem spezifischen Gewicht d bei 39,1° F noch die „kubische Ausdehnung“ β für 180° F.

Stoff	β	d	t_1 (Mittelwerte)	t_2 (Mittelwerte)
Cu[1])	0,0055	8,367	92,3°	400,6°
Cu[1])	0,00767	8,41613	75,9	743,7
PbS[2])	1045	6,9238	111,3	748,9
PbO[2])	0795	9,3634	106,4	750
SnO_2[2])	0172	6,7122	111,1	749,5
Mn_3O_4	0522	4,325	94,6	753,2
KCl[10])	10944	1,97756	63,2	751,9
NH_4Cl[9])	191	1,5333	113,8	749,5
KNO_3	17237[4])	2,09854	76,5	742,9
	1967	2,1078	93,4	749,4
	19487[7])	2,10657	61,4	739,8

Stoff	β	d	t_1 (Mittelwerte)	t_2 (Mittelwerte)
$NaNO_3$	128	2,2606	95,8°	752,7°
$Ba(NO_3)_2$[5]	04523	3,16052	87,9	746,4
K_2CrO_4	1134	2,711	95,2	752,8
	11005[5]	2,72309	87,0	743,8
K_2SO_4[5]	10697	2,65606	76,3	742,5
$(NH_4)_2SO_4 \cdot H_2O$[3]	10934	1,76147	85,3	746,1
$CuSO_4 \cdot 5H_2O$[3]	09525[4]	2,2901	108,2	750
	05315[8]	2,2422	83,9	746,2
	0812[3]	2,2781	87,0	743,7
$FeSO_4 \cdot 7H_2O$[3]	1153	1,8889	107,5	750
$MgSO_4 \cdot 7H_2O$[3]	1019	1,6829	93,3	749,5
$KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$[6]	03682	1,75125	80,0	746,4
$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$[6]	09372	2,05319	75,4	748,0
$ZnSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$[6]	08235	2,24034	75,8	736,6
$CuSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$[6]	09043	2,16376	75,4	748,0

[1]) Aus dem Oxyd durch Reduktion mit Wasserstoff bei Rotglut hergestellt. [2]) In Pulverform. [3]) Zerriebene Kristalle, die zwischen Fliespapier getrocknet worden waren. [4]) Große Kristalle. [5]) Kleine Kristalle. [6]) Gute Kristalle. [7]) Fein geriebene Kristalle. [8]) Kleine Kristalle, sie enthalten statt $5\,H_2O$; $5{,}112\,H_2O$. [9]) Zerriebene Kristalle. [10]) Grob zerkleinerte Kristalle.

17. A. J. Ångström, Kongl. Svenske Vet.-Akad. Handlingar f. 1850; 1851, S. 427; Pogg. Ann., Bd. 86, 1852, S. 206.

Es wird ein Versuch zur Ergänzung der von Mitscherlich (Nr. 3) über die thermische Ausdehnung des Gipses gemachten Experimente ausgeführt, um aus den Berechnungen dieser Versuche durch F. E. Neumann (Nr. 8) die absolute Ausdehnung des Gipses in der Richtung der drei thermischen Achsen a, b, c und das Volumens V festzustellen. Es wird hierzu die Verkürzung gemessen, die zwei Gipslamellen von bekannter Länge bei der Abkühlung von etwa 30° um 18° erfuhren. Indem die auf 100° Temperaturänderung bezogenen Werte in die Neumann'schen Gleichungen eingesetzt werden, ergibt sich:

$$\frac{\Delta c}{c} = -0{,}000508, \quad \frac{\Delta b}{b} = 0{,}002384, \quad \frac{\Delta a}{a} = 0{,}003869, \quad \frac{\Delta V}{V} = 0{,}005745.$$

18. H. Militzer, Pogg. Ann., Bd. 80, 1850, S. 55.

Es wird die thermische Ausdehnung von Quecksilber geprüft, indem die Länge der Quecksilbersäulen von zwei Barometern (I und II) gemessen wird, die, in demselben Raum aufgestellt, demselben Luftdruck das Gleichgewicht halten. Da aber I und II in Bädern von fließendem Wasser von verschiedener konstanter Temperatur (t_1 bei I, t_2 bei II) stehen, so weichen ihre Längen voneinander ab. Der Vergleich der bei t_1 und t_2 gemessenen Höhen der Quecksilbersäulen mit dem Barometerstande bei 0° gestattet die Bestimmung des Koeffizienten der kubischen Ausdehnung zwischen $t_1{}^0$ und $t_2{}^0$ nach der

bereits von DULONG und PETIT (Nr. 1), benutzten Beziehung, daß die Höhen der Quecksilbersäulen bei gleichem Luftdruck und verschiedenen Temperaturen sich umgekehrt verhalten müssen wie die Dichtigkeit des Quecksilbers bei verschiedenen Temperaturen. Im Mittel ist $t_1 = +3^0$, $t_2 = +20^0$. Aus 21 Versuchen ergibt sich für den kubischen Ausdehnungskoeffizienten der Wert: $0{,}00017405 \pm 0{,}00000082$ oder: $\frac{1}{5745{,}4}\left(1 \pm \frac{1}{212}\right)$.

19. R. ROBERTS, Reports of the 22. Meet. of the Brit. Ass. Edinburgh. 1850, Transactions of the Sections, S. 16.

Die Schilderung der Versuchsanordnung läßt erkennen, daß die für Eisen, Stahl, Zink, Zinn, Kupfer und einige Legierungen ermittelten Werte unsicher sind. Auf ihre Wiedergabe wurde deshalb verzichtet.

20. H. KOPP, Ann. der Chem. u. Pharm., Bd. 81, 1852, S. 1 und Pogg. Ann., Bd. 86, 1852, S. 156.

Die Methode von DULONG und PETIT (vgl. Nr. 1). Es werden, um das Auftreten von Gas- oder Dampfblasen in den Glasgefäßen zu verhüten, besonders konstruierte Glasgefäße benutzt, deren flüssiger Inhalt wiederholt zum Sieden erhitzt wird. Manche Stoffe, die mit dem Wasser Gase oder Dämpfe erzeugen, werden nur auf Temperaturen erhitzt, bei denen eine Dampf- oder Gasentwicklung nicht stattfindet. Die Wägefehler erreichen nie 1 mg; größere Fehler können dagegen entstehen durch Schwanken der Temperatur während der Wägung und durch Aufsetzen des Stopfens auf die Glasgefäße mit verschiedenen Drucken. Die Ausdehnung des Wassers wird nach den Versuchen des Verfassers (hier und Pogg. Ann., Bd. 72, 1847, S. 1) angenommen. Wo nichts anderes angegeben ist, enthielt das Glasgefäß neben dem zu untersuchenden Körper Wasser.

Stoff	Zahl der Wägungen bei der Temperatur t	t	Größte Abweichung von Gesamtmittel	Kubischer Ausdehnungskoeffizient für 1° Temperaturerhöhung im Versuchsintervall
Schwefel, Bruchstücke durchsichtiger Kristalle (Girgenti), ca. 12 ccm. Versuchsintervall: 14 u. 46°	6 6	14—16° 44—46	0,000006	0,000183
Antimon, „nach Liebig gereinigt“; ca. 8,3 ccm, in Stücken. Versuchsintervall: 12 und 43°.	4 6	12—13 41—43	0,000003	0,000033

Stoff	Zahl der Wägungen bei der Temperatur t	t	Größte Abweichung von Gesamtmittel	Kubischer Ausdehnungskoeffizient für 1° Temperaturerhöhung im Versuchsintervall
Wismut, durch Schmelzen mit Salpeter gereinigt, in Glasröhren zu Stangen geschmolzen; ca. 6,1 ccm. Versuchsintervall: 12 u. 41°	3	12—13°	0,000006	0,000040
	3	40—41		
Eisen, weicher Eisendraht, ca. 38 g. Versuchsintervall: 13 bis 100°. Im Gefäß Quecksilber	1	13	—	0,000037
	1	100		
Kupfer, käuflicher Kupferdraht; ca. 6,2 ccm	7	11—14	0,000003	0,000053 (zwischen 11 u. 41°)
	3	41—42		
	4	99	0,000002	0,000050 (zwischen 13 u. 99°)
Blei, aus Bleisulfat reduziert, nach dem Kochen etwas beschlagen. Das Wasser im Gefäß war flockig. Deshalb sind die Bestimmungen unsicher; ca. 5 ccm	7	11—15	0,000002	0,000090 (14 und 99,4°)
	3	38—49	0,000009	0,000083 (15 und 99,5°)
	5	99—100	0,000008	0,000094 (11 und 38—43°)
Zinn, aus Zinnoxyd reduziert, in Stangen gegossen; ca. 7 ccm	4	12—16	0,000003	0,000070 (16 und 99°)
	3	38—42		
	3	99	0,000004	0,000068 (12 und 38—42°)
Zink, gereinigt, in Stangen gegossen. Die Versuche wurden nur bis 44° ausgedehnt, da „Zink mit heißem Wasser Blasen bildet"; ca. 7 ccm	4	11—14	0,000009	0,000088 (14 und 39—40°)
	5	39—40		
			0,000008	0,000091 (11,5 und 40—44°)
Eisenkies (Dillenburg), Kristalle und kristallinische Bruchstücke; ca. 10 ccm. Versuchsintervall: 15 und 47°	10	15—17	0,000004	0,000034
	12	44—47		
Bleiglanz (Harz), Spaltungsstücke; ca. 9 ccm. Versuchsintervall: 14 u. 48°	8	14—16	0,000004	0,000068
	8	44—48		
Zinkblende (Böhmen). „Schwarze Varietät"; ca. 9,8 ccm. Versuchsintervall: 15 u. 47°. Den Wert 0,000047 ± 0,000006 bei einer Versuchsreihe verwirft der Verfasser	6	15—16	0,000002	0,000036
	6	45—47		
Eisenglanz (Gotthard), Kristalle und kristallinische Bruchstücke; ca. 11,5 ccm. Versuchsintervall: 13 und 47°	7	13—17	0,000007	0,000040 („wenig sicher")
	8	44—47		

Stoff	Zahl der Wägungen bei der Temperatur t	t	Größte Abweichung von Gesamtmittel	Kubischer Ausdehnungskoeffizient für 1° Temperaturerhöhung im Versuchsintervall
Zinnerz (Sachsen), kristallinische Stücke; ca. 9,4 ccm. Versuchsintervall: 16 und 46°	4	16°	0,000004	0,000016
	6	45—46		
Rutil (Sachsen und Frankreich), kristallinische Stücke; ca. 12 ccm. Versuchsintervall: 14 u. 46°	4	14—15	0,000007	0,000032
	6	42—46		
Quarz (Grimsel, Bergkristall),				
1. Versuchsreihe; im Gefäß Wasser; ca. 10 ccm Quarz. Versuchsintervall: 16 bis 18 und 99°	6	18—19	0,000005	0,000042
	6	47—49		
2. Versuchsreihe; im Gefäß Quecksilber; ca. 12 g Quarz. Versuchsintervall: 16 bis 18 und 99°	2	16	0,000001	0,000039
	2	99		
Flußspat (Münsterthal in Baden), Spaltungsstücke; ca. 13 ccm. Versuchsintervall: 14 u. 46°	5	14—16	0,000005	0,000062
	6	44—46		
Magnetit („meistens aus Tyrol, wenig aus Piemont"); Kristalle; ca. 9,6 ccm. Versuchsintervall: 17 und 15°	6	17—19	0,000004	0,000029
	6	45—50		
Kalkspat (Auerbach an der Bergstraße), Spaltungsstücke; ca. 12 ccm. Versuchsintervall: 9 und 42°	8	9—12	0,000004	0,000018
	8	40—42		
Bitterspat (Zillerthal) {Analyse: 54,3 $CaCO_3$; 42,2 $MgCO_3$; 3,7 $FeCO_3$ und wenig $MnCO_3$; Σ 100,2}; Spaltungsstücke; ca. 12 ccm. Versuchsintervall: 13 u. 43°	6	13—14	0,000003	0,000035
	6	41—43		
Eisenspat (Bieber in Kurhessen); {Analyse: 73,7 $FeCO_3$; 19,0 $MnCO_3$; 0,9 $CaCO_3$; 6,6 $MgCO_3$; 0,7 Rückstand, unlöslich i. Königswasser; Σ 100,9}; Spaltungsstücke; ca. 11 ccm. Versuchsintervall: 14—45°	9	14—16	0,000010	0,000035
	9	42—45		
Aragonit (Bilin), Bruchstücke von Kristallen; ca. 11 ccm. Versuchsintervall: 9 und 43°	6	9—11	0,000004	0,000065
	6	41—43		

23*

Stoff	Zahl der Wägungen bei der Temperatur t	t	Größte Abweichung von Gesamtmittel	Kubischer Ausdehnungskoeffizient für 1° Temperaturerhöhung im Versuchsintervall
Schwerspat (Auvergne), Spaltungsstücke eines großen Kristalls; ca. 12 ccm. Versuchsintervall: 12 u. 43°	6 6	12—13 40—43	0,000001	0,000058
Cölestin (Dornburg bei Jena), Kristalle; ca. 9,5 ccm. Versuchsintervall: 12 und 45°	6 6	12—13 42—45	0,0000.6	0,000061
Orthoklas (Aschaffenburg), Spaltungsstücke. 1. Versuchsreihe; im Gefäß Wasser; ca. 11 ccm Orthoklas. Versuchsintervall: 13 und 47°	4 5	13—14 45—47	0,00004	0,000026
2. Versuchsreihe; im Gefäß Quecksilber; ca. 15 g Orthoklas. Versuchsintervall: 15 und 99°	1 1	15 99	—	0,000017

21. M. G. VON PAUCKER, [Melanges math. et astr., Bd. 1, 1852, S. 411]. Referat: Centralbl. für Naturw. u. Anthropologie, Bd. 1, 1853, S. 233.

Aus den Versuchsergebnissen mehrerer Autoren berechnet der Verfasser für den linearen Ausdehnungskoeffizienten α für 1° Temperaturerhöhung folgende Werte:

Stoff	Zahl der Bestimmungen	α	Mittlerer Fehler
Eisen	25	0,000011612	0,0000001059
Platin	5	0,0000091425	0,0000003042

22. F. W. BRIX, [Mitteilungen des Hannoverschen Gewerkvereins]. Referat: Bull. de la Société d'encouragement pour l'Industrie nationale, Paris 1854, S. 504.

Erhitztes Gußeisen nimmt sein ursprüngliches Volumen nicht wieder an. Bei Versuchen von Prinsep (Nr. 4) betrug die dauernde Ausdehnung 3,76 %. Bei den Versuchen von BRIX hat ein $3^1/_2$ Fuß langer Stab eines Rostes nach einer Erhitzung von 3 Tagen Dauer um $^3/_{16}$ Zoll, nach einer solchen von 17 Tagen Dauer um $^7/_{16}$ Zoll und um $^{13}/_{16}$ Zoll nach 30-tägiger Erhitzung zugenommen. Die dauernde Ausdehnung nähert sich einem Maximum; ist dieses erreicht, so findet keine Ausdehnung mehr statt.

23. A. T. Kupffer, Compte rendu annuel du Directeur de l'observatoire physique central, pour l'année 1853, St. Petersburg 1854, S. 5—7.

Es wird die Schwingungsdauer von Pendeln bei verschiedener Temperatur geprüft, die aus den Metallen hergestellt sind, deren linearer Ausdehnungskoeffizient bestimmt werden soll. Zunächst wird bei Zimmertemperatur beobachtet; dann wird der Versuchsraum um etwa 25° bis 30° R abgekühlt. Aus den Beobachtungen der Schwingungsdauer der durch die Temperaturerniedrigung verkürzten Pendel und der bei Zimmertemperatur untersuchten wird der lineare Ausdehnungskoeffizient α zwischen den Versuchstemperaturen berechnet.

	α
1. Messing, gegossen; Nr. 7	0,000025727
2. Messing, gehämmert; Nr. 8	0,00002498

Die Versuchskörper 1) und 2) sind aus demselben Stück hergestellt, haben also dieselbe chemische Zusammensetzung; es zeigt sich, daß der Koeffizient der thermischen Ausdehnung von der Bearbeitung abhängt. Die beiden Ausdehnungskoeffizienten verhalten sich wie 1,030 : 1,000, während die Dichten sich verhalten wic 1,035 : 1,000.

24. H. Kopp, Ann. d. Chem. u. Pharm., Bd. 93, 1855, S. 129.

Die Methode ist im Prinzip die von Dulong und Petit (vgl. Nr. 1). Es werden Bruchstücke von Schwefelkristallen (Girgenti) vom spezifischen Gewicht 2,069 in staubfreiem Zustande in eine durch Auswägen mit Quecksilber ihrem Rauminhalt nach bekannte „Thermometerröhre" (Kugel mit einem geteilten Steigrohr) gebracht und über sie wird wässerige Schwefelsäure vom spezifischen Gewicht 1,755 bei 0° und bekannter thermischer Ausdehnung bis zum Nullpunkt der Rohrteilung geschüttet. Eine Einwirkung der Säure auf den Schwefel findet beim Versuche nicht statt. Das Steigrohr gestattet, die gemeinsamen Änderungen des Volumens der Schwefelsäure und des Schwefels bei der Erwärmung abzulesen. Es gelingt nicht, die Volumänderungen des rhombischen Schwefels durch eine Formel auszudrücken.

Der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient des rhombischen Schwefels für 1°, bestimmt aus insgesamt 6 Versuchen, ist:

zwischen	0°	und	13,2°	gleich	0,000137
„	13,2	„	50,3	„	0,000223
„	50,3	„	78,0	„	0,000259
„	78,0	„	96,5	„	0,000620
„	96,5	„	109,9	„	0,003097

Das Volumen des flüssigen Schwefels, bestimmt aus insgesamt 4 Versuchen, ist bei t°

zwischen 115° und 151,6 gleich $1{,}1504 + 0{,}000527\,t$.

Setzt man das Volumen des rhombischen Schwefels bei 0° gleich 1,0000, so erhält man folgende Volumina V bei t°:

t	V	t	V	t	V	t	V
0°	1,0000	50°	1,0101	100°	1,0374	130°	1,1583
10	1,0013	60	1,0127	110	1,0722	140	1,1636
20	1,0030	70	1,0153	115 [1]	1,0956	150	1,1688
30	1,0051	80	1,0179		1,1504	160	1,1741
40	1,0075	90	1,0203	120	1,1530		

[1]) Schmelztemperatur; die Volumenzunahme beim Schmelzen beträgt 5 %. Beim Erkalten wurde im Momente des Auskristallisierens des monoklinen Schwefels eine „beträchtliche" Kontraktion beobachtet.

25. A. ERMAN u. P. HERTER, Pogg. Ann., Bd. 97, 1856, S. 489.

Es wird die dauernde Ausdehnung gemessen, die Gußeisen aufweist, wenn es nach starker Erhitzung wieder abgekühlt wird. Die Versuche werden bei den Eisenproben I, II, III durch Bestimmung des spezifischen Gewichtes, bei I und II außerdem noch durch direkte, auf + 12° reduzierte Messungen der Dimensionen der in Zylinderform vorliegenden Körper vor und nach etwa zweistündigem Glühen bei den angegebenen Temperaturen ausgeführt. Beim Erhitzen sind die Körper zur Vermeidung der Oxydation und des Krummwerdens von Magnesiumoxyd-Pulver umgeben; die Messung der Temperatur erfolgt mit einem Luft-Pyrometer, bei dem das Volumen der beim Erhitzen entwichenen Luft durch die Wassermenge festgestellt wird, die bei der Abkühlung in das Pyrometer eingesogen wird.

Versuchskörper und Temperaturen	Linearausdehnung infolge des Glühens, gefunden durch		„Wahrscheinlichster Wert"
	Messung	Wägung	
I. (Zylinder aus gewöhnlichem grauem Roheisen)			
1. geglüht bei 901°	0,004967	(0,004967)	0,004967
2. „ „ 960°	0,001977	0,002466	0,002118
3. „ „ 800°	0,001179	0,001867	0,001393
Gesamtergebnis des dreimaligen Glühens	0,008123	0,009300	0,008478
II. (Zylinder aus derselben Substanz wie I)			
1. geglüht bei 960°	0,008128	0,008108	0,008121
2. geglüht bei 800°	0,001537	0,001655	0,001573
Gesamtergebnis des zweimaligen Glühens	0,009665	0,009763	0,009694
III. Großblättriges Spiegeleisen			
1. geglüht bei 960°	—	0,000795	—
2. geglüht bei 800°	—	0,000319	—
Gesamtergebnis des zweimaligen Glühens	—	0,001114	—

26. F. PFAFF, Pogg. Ann., Bd. 104, 1858. S. 171.

Nach Ansicht des Verfassers können bei dem Verfahren MITSCHERLICH's (Nr. 2 und 3) zur Prüfung der thermischen Ausdehnung von Kristallen

Messungsfehler durch Wölbung der Kristallflächen infolge unregelmäßiger Ausdehnung des Kristalls auftreten. Bei den vorliegenden Versuchen wird die Ausdehnung nach einer bestimmten Richtung direkt gemessen, indem die Längenänderungen durch Hebelübertragung in Winkeländerungen umgewandelt werden, deren Betrag durch Spiegelablesung festgestellt wird. Am Anfang der Versuche wird der Apparat in einem Blechkasten mit schmelzendem Schnee umgeben und erst, wenn der längere Zeit währende Stillstand des Spiegels die Konstanz der Temperatur der Versuchsanordnung zeigt, die erste Ablesung ausgeführt. Dann wird der den Apparat umschließende Kasten erhitzt, bis der Schnee geschmolzen ist und weiterhin das Wasser siedet. Sobald alsdann der Spiegel fünf Minuten lang stillsteht, wird die zweite Ablesung vorgenommen. Der Wert für den Ausdehnungskoeffizienten des Eisens, aus dem Teile des Apparates bestehen, wird zu 0,00124, dem Mittel aus den Versuchen von LAVOISIER, SMEATON, BORDA, SCHWERD, HÄLLSTRÖM, DULONG und PETIT, angenommen. Die in der Arbeit angeführten Werte werden hier nicht mitgeteilt, da sie in der Tabelle bei Nr. 30 vollständig enthalten sind.

27. J. GRAILICH u. V. v. LANG, Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 33, Jahrgang 1858; 1859, S. 369.

Die Arbeit „Untersuchungen über die physikalischen Verhältnisse kristallisierter Körper. 4. Über die Beziehungen zwischen Kristallform, Substanz und physikalischem Verhalten“ behandelt auf S. 373 bis S. 391 unter der Überschrift „Über die Formänderung der Kristalle durch die Veränderung der Temperatur“ die Theorie des Gegenstandes.

28. H. HAHN, Chem. Zentralblatt, N. F., Jahrg. 4, 1859, S. 353.

Es werden einige aus den Versuchen MITSCHERLICH's (Nr. 2 und 3) berechnete Daten mitgeteilt.

Kalkspat: a:c bei 17,5° C gleich 1:0,8543, bei 100° C gleich 1:0,8584. Trotzdem Kalkspat sich in der Richtung der a-Achse zusammenzieht, findet der Verfasser, daß wenn man die „Ausdehnung“ in der Richtung der Achse a bei der Erwärmung von 17,5° auf 100° gleich 1 setzt, die Verlängerung in der Richtung der c-Achse das 1,00479 fache der Ausdehnung in der Richtung von a, also für 1° das 0,0121792 fache, beträgt. Unter Zugrundelegung des von KOPP (Nr. 20) für den mittleren kubischen Ausdehnungskoeffizienten des Kalkspats ermittelten Wertes ergibt sich, daß sich eine Gerade bei der Erwärmung um 1° in der Richtung der Achse a „ausdehnt“ um 0,00000599, in der Richtung der Achse c um 0,00000602. Die lineare Ausdehnung zwischen 17,5° und 100° beträgt in der Richtung der a-Achse 0,0004942, in der Richtung der c-Achse 0,00049657.

Bitterspat, a:c bei 17,5° gleich 1:0,8322; bei 100° gleich 1:0,8338.

Aragonit, a:b:c bei 17,5° gleich 0,62249:1:0,72056; bei 100° gleich 0,62175:1:0,72177. In der Richtung der Achse b dehnt sich der Kristall aus bei der Erwärmung von 17,5 auf 100° um das 1,001021 fache (für 1° um das 0,0121357 fache), in der Richtung der c-Achse entsprechend um das 1,19027 fache (0,0144275 fache)

der Ausdehnung in der Richtung von a. In der Richtung der c-Achse ist die Ausdehnung demnach um das 1,00167fache für die Erwärmung von 17,5° auf 100° (für 1° um das 0,0121414fache) stärker als in der der Achse b. Unter Zugrundelegung des von Kopp (Nr. 20) für den mittleren kubischen Ausdehnungskoeffizienten des Minerals ermittelten Wertes ergibt sich die Ausdehnung für 1° in der Richtung der Achse a zu 0,00002147, b zu 0,00002173, c zu 0,00002199. Die lineare Ausdehnung zwischen 17,5 und 100° ist in der Richtung der Achse a gleich 0,001771, b gleich 0,001794, c gleich 0,001814, woraus die entsprechende kubische Ausdehnung sich zu 0,005379 ergibt.

29. V. v. Lang, Sitz.-Ber. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 33, Jahrgang 1858; 1859, S. 577.

Aus den Beobachtungen von F. Rudberg über die optischen Konstanten des Aragonits bei ca. 16 bis 18° und um ca. 64° höhere Temperaturen (ca. 81,5°) (Pogg. Ann., Bd. 17, 1828, S. 1; Bd. 26, 1832, S. 291) berechnet der Verfasser zunächst die Änderung des Achsenverhältnisses des Aragonits mit der Temperatur. Ist a:b:c das Achsenverhältnis bei der Anfangstemperatur, a':b':c' bei der Endtemperatur der Versuche Rudbergs, so ergeben sich folgende Werte:

Prisma A. Nr. 2: $\frac{c'}{a'} = \frac{c}{a} \cdot 0{,}999726$; Prisma B. Nr. 2: $\frac{c'}{b'} = \frac{c}{b} \cdot 0{,}999269$;

Prisma C. Nr. 2: $\frac{b'}{a'} = \frac{b}{a} \cdot 1{,}000407$.

Hieraus folgt als Mittel: $\frac{b'}{a'} = \frac{b}{a} \cdot 1{,}000432$; $\frac{c'}{a'} = \frac{c}{a} \cdot 0{,}999701$

Aus den Versuchen Mitscherlich's für Aragonit (Nr. 3):

(101) ($\bar{1}$01): 116° 11' 46⅔" bei 17,5° C; 116° 15' 28⅓" bei 142,5° C
(110) ($\bar{1}$10): 108° 26' 0" bei 17,5° C; 108° 20' 30' bei 142,5° C

ergibt sich, wenn $a_1 : b_1 : c_1$; $a_2 : b_2 : c_2$ und $a_t : b_t : c_t$ Achsenverhältnisse bei t_1, t_2 und t^0 bedeuten: $a_1 : b_1 : c_1 = 1 : 0{,}720781 : 0{,}622490$ bei $t_1 = 17{,}5^0$;
$a_2 : b_2 : c_2 = 1 : 0{,}751997 : 0{,}621745$ bei $t_2 = 142{,}5^0$

und: $\frac{b_t}{a_t} = 0{,}720610\,(1 + 0{,}0000135\,t)$; $\frac{c_t}{a_t} = 0{,}622627\,(1 - 0{,}0000125\,t)$.

Diese Formeln ergeben: $\frac{b'}{a'} = \frac{b}{a} \cdot 1{,}000864$; $\frac{c'}{a'} = \frac{c}{a} \cdot 0{,}999200$ und

$a' : b' : c' = 1 : 0{,}721403 : 0{,}621992$ bei 81,5°.

30. F. Pfaff, Pogg. Ann., Bd. 107, 1859, S. 148.

Methode vgl. Nr. 26. Die Tabelle enthält auch die Ergebnisse von Nr. 26.

Es bedeutet α den mittleren linearen Ausdehnungskoeffizienten zwischen 0 und 100°, berechnet als Mittel aus mindestens zwei Versuchen. Da die Genauigkeit der Werte mit der Länge wächst, ist der Wert l_0, die Länge bei 0° in Millimetern in der Richtung der Beobachtung, mit aufgeführt worden. d bedeutet die Abweichung der Werte vom Mittel; sie ist nur bei den in Nr. 26 mitgeteilten Werten

angegeben. Ferner wird noch ein „kubischer Ausdehnungskoeffizient“ β auf folgende Weise ermittelt. Ein Würfel des Minerals habe bei 0° die Kantenlänge 1. Aus den Versuchsdaten wird die Kantenlänge und damit das Volumen bei 100° und daraus β berechnet.

1. Kristalle des regulären Systems.

Mineral	l_0	α	d	3α
Bleiglanz	28,963	0,0018594	0,000000	0,0055782
Eisenkies	23,954	10084	8	30252
Flußspat	21,063	19504	56	58512
Magnetit	13,700	09540	40	28620
Granat	25,000	08478	25	25434
Analcim	30,061	09261	—	27783

2. Kristalle des hexagonalen und des trigonalen Systems.

Mineral	Kristallographische Achse, in deren Richtung gemessen wurde	l_0	α	d	β
Korund	c	12,591	0,0006875(6)[1]	0,000000	0,001995
derselbe Kristall	a	22,978	06551(3)[1]	38	
Quarz	c	41,200	08073	20	0,003840
derselbe Kristall	a	18,111	15147	20	
Kalkspat	c	34,543	26261	14	0,002010
derselbe Kristall	a	20,590	03105(4)[1]	5	
Kalkspat[2]	—	19,92	03076	14	—
Spateisenstein	c	13,494	16133	—	0,002688
derselbe Kristall	a	26,726	05388	—	
Apatit[3]	c	21,410	11254	—	0,003123
derselbe Kristall	a	15,051	10006	—	
Beryll	c	32,765	01721(4)[1]	4	0,000105
derselbe Kristall	a	28,025	00131(6)[1]	13	
Turmalin	c	25,050	09369	00	0,002181
derselbe Kristall	a	14,928	07732(1)[1]	61	

3. Kristalle des tetragonalen Systems.

Mineral	Kristallographische Achse, in deren Richtung gemessen wurde	l_0	α	d	β
Zirkon	c	16,156	0,0006264	0,000009	0,002835
derselbe Kristall	a	9,924	110540	—	
Zinnerz	c	19,796	04860	00	0,001389
derselbe Kristall	a	25,176	04526	41	
Vesuvian	c	25,660	07872(1)[1]	19	0,002700
derselbe Kristall	a	19,087	09628(7)[1]	10	

4. Kristalle des rhombischen Systems.

Es bedeutet c die vertikale, b die größere und a die kleinere horizontale kristallographische Achse.

Mineral	Richtung, in der gemessen wurde	l_0	α	β
Aragonit	a	13,690	0,0010781	
derselbe Kristall	b	14,840	15903	0,005802
ein anderer Kristall	c	21,478	31358	
Schwerspat[4])	a	28,175	14311	
derselbe Kristall	b	22,044	22519	0,005190
ein anderer Kristall	c	18,007	14904	
Cölestin[4])	a	19,578	19205	
derselbe Kristall	b	16,814	18513	0,005261
derselbe Kristall	c	17,000	14903	
Topas[5])	a	12,588	08325	
derselbe Kristall	b	21,813	04723	0,002137
ein anderer Kristall	c	15,111	08362	

5. Kristalle des monoklinen Systems.

Es bedeuten c und b die Richtung der kristallographischen Achsen c und b, a' ist die auf b und c senkrechte Richtung. Die Messungen werden für jedes Mineral an demselben Kristall vorgenommen.

Mineral	Richtung, in der gemessen wurde	l_0	α	β
Gips	a'	25,144	0,0015589	
„	b	14,841	36278	0,00750
„	c	21,975	22752	
Hornblende . .	a'	15,740	08119	
„ . . .	b	13,880	00843	0,002845
„ . . .	c	19,276	09530	
Diopsid . . .	a'	10,473	08125	
„ . . .	b	13,925	16963	0,002330
„ . . .	c	20,682	01707	
Adular . . .	a'	26,340	15687	
„ . . .	b	15,168	00659	0,001794
„ . . .	c	18,112	02914	

[1]) Die Zahl steht nur in der Arbeit Nr. 26. [2]) Nur in Nr. 26 angegeben, „in einer mittleren Richtung". [3]) „Grüner von New-York." [4]) Aufstellung nach Hauy. [5]) Die Messungen in der Richtung a und c sind an einem brasilianischen, die nach b an einem sächsischen Kristall ausgeführt.

31. F. CRACE-CALVERT, R. JOHNSON u. G. CL. LOWE, Proc. Roy. Soc. London, Bd. 10, 1859/60, S. 315. Chem. News., Bd. 3, 1861, S. 315, 357, 371. [Phil. Mag. (4), Bd. 20, 1860, S. 230].

Es werden thermische Ausdehnungskoeffizienten ermittelt mit Hilfe eines Apparates, der es gestattet, die Ausdehnung von 60 mm langen und 10 mm dicken Stäben mit einer Genauigkeit von ungefähr $\frac{1}{2000}$ mm

zu messen. Bei ihm wird die Verlängerung von Stäben bei der Erhitzung durch Hebelübertragung leicht ablesbar gemacht. Aus Messungen, die bei steigender Temperatur bei 10 und 90°, bei fallender Temperatur bei 90 und 10° vorgenommen werden, sind die unten angegebenen mittleren linearen Ausdehnungskoeffizienten α zwischen 0° und 100° von Stäben, die die angegebenen Dimensionen besitzen, abgeleitet. Besonderer Wert ist auf größte Reinheit der verwendeten, als „rein“ bezeichneten Metalle gelegt worden.

Metall	α	Metall	α	Metall	α
Antimon, rein	0,00098	Schmiedeeisen[1])	0,00119	Gold, rein	0,00138
Wismut, rein	0,00133	Gußeisen[2])	0,00112	Blei, rein	0,00301
Zink, geschmiedet, rein	0,00220	Eisen[3])	0,00108	Zinn, rein	0,00273
Platin (Handelsware)	0,00068	Stahl, weich	0,00103		
		Silber, rein	0,00199		

Sodann werden noch die bei der Erwärmung von 10° auf 90° und der Abkühlung von 90° auf 10° abgelesenen Änderungen der Längen von drei, in verschiedenem Grade getemperten Stahlsorten, von Bergkristall, Kalk, Lithographenschiefer, Stalaktit, Marmor, Gips, Schiefer sowie von einem Zinkstabe, der in horizontaler und einem solchen, der in vertikaler Lage gegossen wurde, mitgeteilt. Die Ausdehnungskoeffizienten der Stahlsorten und die der Zinkstäbe weichen untereinander erheblich ab, wie folgende Tabelle zeigt:

Stoff	α	Stoff	α
Stahl, käuflich	0,00109	Zink, in Stangen:	
„ , bei größter Weichheit	0,00106	horizontal gegossen	0,00367
„ , „ „ Härte	0,00142	vertikal „	0,00452

[1]) C 0,111 %; Si 0,088 %; S 0,094 %; Fe 94,059 %; Σ 100. [2]) C 2,275 %; Si 2,720 %; P 0,645 %; S 0,301 %; Mn u. Al Spuren. [3]) „crystallized by vibration“.

32. C. Neumann, Pogg. Ann., Bd. 114, 1861, S. 492.

Die Arbeit „Über die thermischen Axen der Kristalle des ein- und eingliedrigen Systems“ behandelt die Theorie des Gegenstandes.

33. H. Fizeau, Pogg. Ann., Bd. 119, 1863, S. 87 u. 297.

Methode vgl. Nr. 40. Es ist der lineare Ausdehnungskoeffizient für:

Kalkspat, bei einem Grad Temperaturerhöhung:
in der Richtung der Achse der Isotropie $\alpha = +0,000026796$,
senkrecht dazu $\alpha_1 = -0,000005327$,

$\frac{\alpha}{\alpha_1} = 5,03$. „Die Unsicherheit der Werte scheint erst bei der 7. Dezimalstelle zu beginnen.“

34. H. Fizeau, Ann. de Chim. et de Phys. (4), Bd. 2, 1864, S. 143.

Es wird die Prüfung der thermischen Ausdehnung des Stahles, der bei der Herstellung des Fizeau'schen Apparates benutzt wurde, beschrieben und es werden die Zahlen, die sich hierbei, sowie bei der Untersuchung von Quarz ergaben, ausführlich mitgeteilt.

I. Stahl.

Temperaturen t_1 und t_2, zwischen denen der Versuch ausgeführt wurde t_1	t_2	$\frac{t_1 + t_2}{2}$	Mittlerer linearer Ausdehnungskoeffizient des Stahles für 1° C	Linearer Ausdehnungskoeffizient des Stahles für 1° C Temperaturerhöhung bei t°	t
10,20°	63,55°	36,88°	0,000010565	0,00001018	20°
10,11	„	36,83	481	22	22
8,68	„	36,12	529	26	24
„	60,45	34,57	488	30	26
8,30	„	34,38	486	34	28
8,30	„	34,25	407	38	30
6,83	60,50	33,67	397	42	32
6,46	57,40	31,93	416	46	34
10,20	32,00	21,10	222	49	36
8,68	35,41	22,05	174	53	38
8,30	32,66	20,48	247	57	40
6,83	33,40	20,12	105	61	42
6,46	35,26	20,86	260	65	44
32,66	60,20	46,43	550	69	46
35,26	57,40	46,33	619	73	48
61,80	71,38	66,59	752	77	50
60,90	71,38	66,14	697		

II. Quarz.

Temperaturintervall t_1 bis t_2 des Versuches t_1	t_2	$\frac{t_1 + t_2}{2}$	Mittlerer linearer Ausdehnungskoeffizient für 1° C: Senkrecht zur c-Achse [1]	Parallel zur c-Achse [2]	t	Linearer Ausdehnungskoeffizient für 1° C bei t°: Senkrecht zur c-Achse	Parallel zur c-Achse
8.05°	63,28°	35,67°	0,00001372	0,0000763			
6,96	63,46	35,19	67	54	10°	0,00001281	0,00000692
6,75	62,58	34.67	62	52			
7,55	„	35,07	68	57	20	1316	717
„	62,20	34,88	68	55			
9,41	„	35,81	71	58	30	1350	743
9,51	„	35,86	74	57			
6,64	35,78	21,21	20	19	40	1385	769
6,75	„	21,27	17	20			
7,55	36,40	21,98	22	24	50	1420	794
9,51	„	22,96	30	25			

[1]) Damour bestimmte das spezifische Gewicht des bei diesen Versuchen benutzten rechtsdrehenden Quarzes zu 2,6555 bei 16°. [2]) Damour erhielt für das spezifische Gewicht des benutzten linksdrehenden Quarzes 2,6561 bei 16°.

35. A. MOITESSIER, [„Recherches sur la dilatation du soufre". Thèse soutenue devant la Faculté des Sciences de Montpellier, le 21 mai 1864].

Die Arbeit war dem Referenten nicht zugänglich.

Nach der Angabe von S. SCICHILONE (Nr. 67) erhielt MOITESSIER für den mittleren kubischen Ausdehnungskoeffizienten β des Schwefels zwischen t_1 und t_2^0 folgende Werte:

t_1	t_2	β	t_1	t_2	β
160°	180°	0,000210	200°	225°	0,000320
180	200	262	225	250	338

36. ISMAIL-EFFENDI-MUSTAPHA, [„Recherches des coefficients de dilatation et étalonnage de l'appareil à mesurer les bases geodésiques appartenant au Gouvernement Egyptien". Paris 1864, S. 1—22].

Die Arbeit war dem Referenten nicht zugänglich.

37. G. RECKNAGEL, Pogg. Ann. d. Phys., Bd. 123, 1864, S. 115 [Auszug aus der Habilitationsschrift].

Aus Versuchen, bei welchen der Gang eines Quecksilberthermometers mit dem eines Luftthermometers verglichen wird, folgt, daß aus den Experimenten REGNAULT's über die Ausdehnung des Quecksilbers (Nr. 15) andere Werte für den mittleren kubischen Ausdehnungskoeffizienten α zwischen 0 und t^0 des Quecksilbers sich ergeben, als sie von REGNAULT angeführt werden. Folgende Tabelle wird mitgeteilt, in ihr bedeutet Δ den Unterschied der Werte von α für zwei aufeinander folgende Temperaturen.

t	α	Δ	t	α	Δ
10°	0,00018038		110°	0,00018174	21
20	047	9	120	198	24
30	057	10	130	222	24
40	068	11	140	246	24
50	079	11	150	270	24
60	091	12	160	295	25
70	104	13	170	321	26
80	119	15	180	348	27
90	135	16	190	376	28
100	153	18	200	405	29

38. TISSOT, [Dilatation des métaux employés à la construction des instruments géodésiques. Les mondes, revue hebdomad. Bd. 6, Paris 1864?, S. 317, vielleicht Bd. 4].

Referat: Fortschr. d. Phys. im Jahre 1864, Bd. 20, 1867, S. 338. Es ergibt sich der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient zwischen

16 und 82° für Platin zu 0,000008917; wahrscheinlicher Fehler $\pm$ 0,000000013.

39. H. FIZEAU, Pogg. Ann., Bd. 126, 1865, S. 611; Compt. rend., Bd. 60, 1865, S. 1161. Methode vgl. Nr. 40.

Diamant, Farbe schwach gelblich. Aus 121 Messungen zwischen 18—77° ergibt sich der lineare Ausdehnungskoeffizient α für 1° Temperaturerhöhung bei t°:

t	α	t	α
50°	0,000001286 [1])	10°	0,000000707
40	1142	0	562
30	0997	—38,8	000
20	0852		

Setzt man $l_t = l_0 (1 + at + bt^2)$, worin l_0 die Länge bei 0°, l_t die Länge bei t°, t die Zahl der Temperaturgrade, von 0° ab gerechnet, bedeutet, so ist:

$$a = +0{,}00000056243;\ b = 0{,}0000000072385.$$

Es ergibt sich —38,8° als Temperatur des Dichtemaximums.

Cuprit (Chessy bei Lyon), 1 Oktaeder, 1 Rhombendodekaeder. Aus 72 Versuchen zwischen 19° und 73° ergibt sich wie oben:

t	α	t	α
50°	0,000001059 [2])	10°	0,000000136
40	828	4,1	000
30	597	0	—0,000000095
20	367		

$a = -0{,}00000009452$, $b = +0{,}000000011531$. Als Temperatur des Dichtemaximums ergibt sich + 4,1°.

[1]) Unterschied für 1° gleich 0,0000000014477. [2]) Unterschied für 1° gleich 0,0000000023062.

40. H. FIZEAU, Pogg. Ann., Bd. 128, 1866, S. 564; Compt. rend., Bd. 62, 1866, S. 1101, 1133; Ann. de Chim. et d. Phys. (4), Bd. 8, 1866, S. 335.

Die Methode und die Berechnungen werden hier zusammenfassend beschrieben. Aus einer theoretischen Betrachtung wird hergeleitet, daß für eine gegen die drei thermischen Hauptachsen um den gleichen Betrag von 54° 44′ geneigte Richtung die Ausdehnung genau gleich der mittleren linearen Ausdehnung ist; der kubische Ausdehnungskoeffizient ist im regulären System gleich dem dreifachen des linearen, in den anderen Systemen gleich dem dreifachen des mittleren linearen zu setzen. Ist die Lage der thermischen Hauptachsen unbekannt, so wird die Summe der drei linearen Ansdehnungskoeffizienten in der Richtung dreier von derselben Ecke ausgehender Kanten bestimmt, sie ist gleich dem kubischen Ausdehnungskoeffizienten. Die Tempe-

raturen werden bei den Beobachtungen mindestens zwei Stunden konstant gehalten; ihre Messung nach Celsiusgraden erfolgt mit zwei Thermometern, die mit einem von REGNAULT geprüften Normalthermometer verglichen sind; die Unsicherheit „bei den höheren Temperaturen beträgt nicht über $\frac{1^0}{10}$“. Zur Beleuchtung dient Natriumlicht ($\lambda = 0{,}0005888$ mm). Der Dreifuß, auf dem die zu prüfende Substanz liegt, steht auf Füßen von Platin, für dieses ist

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}0000088206 \text{ (angegeben bei Nr. 43).}$$

Von jeder Substanz werden 3 vollständige Beobachtungen gemacht, jede mit 10 Bestimmungen der Lage der „Fransen“. Es wird mit der höchsten Temperatur, etwa 70°, begonnen, dann bei 45° die zweite und zwischen 10° und 20° die dritte Beobachtung gemacht. Die drei Beobachtungen liefern zwei Werte α_1 bei $t_1{}^0$ und α_2 bei $t_2{}^0$; aus ihnen berechnet man $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{t_1 - t_2}$. Aus einem Werte von α und $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$ wird α für eine Mitteltemperatur von 40° berechnet.

Um aus den in der Tabelle angeführten Zahlen für α bei 40° C und $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$ die Ausdehnung für eine Erhöhung der Temperatur von $t_1{}^0$ auf $t_2{}^0$ zu berechnen, bilde man das Produkt aus $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$ und der Differenz $(40^0 - \frac{1}{2}(t_1 + t_2))$ und subtrahiert es von oder addiere es zu dem angegebenen Werte von α für 40° C, je nachdem $\frac{1}{2}(t_1 + t_2)$ unter oder über 40° liegt. Dieser Ausdruck ist gleich dem Ausdehnungskoeffizienten α' für die mittlere Temperatur $\frac{1}{2}(t_1 + t_2)$, also $\alpha' = \alpha \mp \frac{\Delta\alpha}{\Delta t}(40^0 - \frac{1}{2}(t_1 + t_2))$. Die Ausdehnung, die eine Länge l bei der Erhöhung der Temperatur von $t_1{}^0$ auf $t_2{}^0$ erfährt, ist dann $l \cdot \alpha'(t_2 - t_1)$. Bei der Ausführung der Rechnung sind die Vorzeichen von α und $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$ in den Tabellen zu beachten.

Es bedeuten: α (cub.) kubische Ausdehnungskoeffizienten; α (lin.) lineare Ausdehnungskoeffizienten. Siehe Einleitung.

Die Minerale sind ausgewählt und bestimmt mit Unterstützung von DES CLOIZEAUX; sie stammen von Damour und aus den Sammlungen in der École des Mines, im Museum und im Collège de France.

Diamant, Museum, klar, gelb, als Brillant geschliffen, 1,94 g Gewicht, derselbe Stein wie bei Nr. 39.

Dicke des Kristalls: 9,625 mm.

Bei 40° ist α (cub.) $= 0{,}00000354$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000432$.

Das Dichtemaximum liegt bei —42,3°.

Periklas, künstlich hergestellte, verwachsene Oktaeder. Bei 40° ist

$$\alpha \text{ (cub.)} = 0{,}00003129; \; \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000801.$$

Rotzinkerz (Spartalit), Nordamerika. Bei 40° ist parallel der Achse α (lin.) $= 0{,}00000316$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000186$. Dicke des Kristalls: 7,555 mm.

Bei 40° ist senkrecht zur Achse

α (lin.) $= 0{,}00000539$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000123$. Dicke des Kristalls: 9,118 mm.

Hieraus folgt: α (cub.) $= 0{,}00001394$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000432$.

Cuprit (wahrscheinlich Chessy), 16 neue Bestimmungen an verschiedenen, teils isolierten, teils verwachsenen Kristallen.

Dicke der Kristalle: 9,836 mm; 12,999 mm; 10,644 mm.

Bei 40° ist α (cub.) $= 0{,}00000279$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000630$.

Das Dichtemaximum liegt bei etwa —4,3°.

Korund (Indien); bläulich und etwas milchig. Bei 40° ist parallel der Achse α (lin.) $= 0{,}00000619$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000205$. Dicke des Kristalls: 10,027 mm.

Bei 40° ist senkrecht zur Achse

α (lin.) $= 0{,}00000543$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000225$. Dicke des Kristalls: 7,265 mm.

Hieraus folgt: α (cub.) $= 0{,}00001705$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000655$.

Eisenglanz (Elba); nicht ganz frei von Unvollkommenheiten; „die Messungen müssen daher an einem anderen Kristall wiederholt werden".

Bei 40° ist parallel zur c-Achse

α (lin.) $= 0{,}00000829$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000119$. Dicke des Kristalls: 9,581 mm.

Bei 40° ist senkrecht zur c-Achse

α (lin.) $= 0{,}00000836$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000262$. Dicke des Kristalls: 9,146 mm.

Hieraus folgt: α (cub.) $= 0{,}00002501$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000643$.

Senărmontit (Constantine); etwas milchiges Oktaeder. Bei 40° ist

$$\alpha \text{ (cub.)} = 0{,}00002501; \; \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000643.$$

Arsentrioxyd, künstlich hergestellte Oktaeder. Bei 40⁰ ist

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00012378; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000002037.$$

Quarz. Bei 40⁰ ist parallel der Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00000781; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000177.$$

Dicke des Kristalls: 15,054 mm.

Bei 40⁰ ist senkrecht zur Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00001419; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000238.$$

Dicke des Kristalls: 15,057 mm.

Hieraus folgt für 40⁰

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00003619; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000653.$$

Zinnerz (Sachsen); anscheinend ein Zwilling. Bei 40⁰ ist parallel der Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00000392; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000119.$$

Dicke des Kristalls: 10,399 mm.

Bei 40⁰ ist senkrecht zur Achse

$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00000321; \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000076.$ Dicke des Kristalls: 11,302 mm.

Hieraus folgt für 40⁰ $\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00001034; \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}000000271.$

Rutil (Limoges). Bei 40⁰ ist parallel zur Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00000919; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000225.$$

Dicke des Kristalls: 12,863 mm.

Bei 40⁰ ist senkrecht zur Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = 0{,}00000714; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000110.$$

Dicke des Kristalls: 7,071 mm.

Hieraus folgt für 40⁰

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00002347; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}000000445.$$

Spinelle: Bei 40⁰ ist für:

Rubinspinell (Ceylon),

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00001787; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000729.$$

Pleonast (Warwick),

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00001805; \quad \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000534.$$

Gahnit (Fahlun),

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00001766;\ \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000519.$$

Kreittonit (Silberberg bei Bodenmais),

$$\alpha\,(\text{cub.}) = 0{,}00001750;\ \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000531.$$

Smaragd (Sibirien). Die meisten Messungen sind gemacht an einem Aquamarin, Fundort? Sammlung: École des Mines.

Bei 40° ist parallel der Achse

$\alpha\,(\text{lin.}) = -0{,}00000106; \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000114.$ Dicke der Kristalle: 10,748 mm und 14,564 mm.

Bei 40° ist senkrecht zur Achse

$$\alpha\,(\text{lin.}) = +0{,}00000137;\ \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000133.$$

Für 40° ist

$$\alpha\,(\text{cub.}) = +0{,}00000168;\ \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}0000000380.$$

Das Dichtemaximum liegt bei —4,2°.

Smaragde von Columbien und andere von verschiedenen Farben gaben ähnliche Resultate mit kleinen numerischen Abweichungen. Die Differenzen werden auf Unreinigkeiten oder die oft reichlichen Sprünge zurückgeführt.

41. A. MATTHIESSEN, Phil. Mag. (4), Bd. 31, 1866, S. 149. Pogg. Ann., Bd. 128, 1866, S. 512. [Phil. Trans., Bd. 156, 1866, S. 1 u. 231.]

Quecksilber, das wiederholt durch Digerieren mit Salpetersäure, Destillation und Schütteln mit Quecksilberoxydulnitrat und destilliertem Wasser gereinigt wurde, wird sehr sorgfältig geprüft. Die thermische Ausdehnung wird unter Beachtung zahlreicher Vorsichtsmaßregeln bestimmt durch Wägung in ausgekochtem destillierten Wasser von verschiedenen Temperaturen, wobei das Metall sich befindet in einem Eimerchen aus Glas, dessen thermische Ausdehnung durch entsprechende Versuche ebenso wie die des Wassers neu ermittelt wurde. Die Versuchsanordnung ist aufgestellt in einem 4 l Wasser enthaltenden Thermostaten, dessen Inhalt durch Wasserdampf erhitzt wird. Bei jeder Versuchstemperatur werden die Versuche so lange fortgesetzt, bis drei in gleichem Zuge ausgeführte Wägungen innerhalb der Wägefehler übereinstimmen. Als Fehlerquelle spielt häufig Staub eine Rolle, der sich während des Versuches an den Platindraht von 0,4 mm Durchmesser heftete, an dem das Eimerchens hängt. Das Gewicht des verdrängten Wassers wird auf 4° C reduziert.

Aus 4 Versuchsreihen zu je 4 Versuchen bei etwa 5°, 40°, 70° und 95° C und einer Reihe von 3 Versuchen bei 6°, 48° und 97°, die

sich dadurch unterscheiden, daß während der Ausführung der Versuche das Wasser verschieden oft ausgekocht wird, ergeben sich folgende Werte für den kubischen Ausdehnungskoeffizienten β in der Formel $V_t = V_0 (1 + \beta t)$:

Versuchsreihe	β
1	0,0001815
2	1813
3	1808
4	1808
5	1816
Mittel:	0,0001812

42. A. Pleischl, Dingler polytechn. Journ., Bd. 181, 1866, S. 155. Mitteilung über die durch längeres starkes Erhitzen bewirkte dauernde Ausdehnung von Eisenstäben. Sie beträgt 8%.

43. H. Fizeau, Pogg. Ann., Bd. 132, 1867, S. 292. Compt. rend., Bd. 64, 1867, S. 314 u. 771.

Methode wie in Nr. 40. Geprüft wird Jodsilber.
Es bedeutet: α (lin.) lineare Ausdehnungskoeffizienten.

I. Jodsilber, hergestellt durch Einwirkung von Jodkalium auf Silbernitrat in wässeriger Lösung, wird auf etwa 400° erhitzt und nach dem Erkalten 4 Stunden lang auf 100° gehalten. Seine Struktur ist „feinkörnig-kristallinisch". Das spezifische Gewicht beträgt bei 0° 5,687. Untersucht wird die Änderung der Höhe eines 13,685 mm langen Zylinders. Bei einem ausführlich geschilderten Versuche ist die Anfangstemperatur $t_1 = 15{,}506°$, die Endtemperatur $t_2 = 59{,}71°$; Fizeau bildet daraus und gibt bei den anderen Versuchen nur an die Werte $t_2 - t_1$ und $\frac{1}{2}(t_2 + t_1)$.

Bei diesen Versuchen wird ein linearer Ausdehnungskoeffizient [α (lin.)] des aus einem kristallinischen Aggregat bestehenden Zylinders bestimmt.

Versuch Nr.	$t_2 - t_1$	$\frac{1}{2}(t_2 + t_1)$	α (lin.)
1	44,204°	37,61°	−0,000001357
2	15,782	23,40	−0,000001117
3	27,387	29,20	−0,000001222
4	26,818	29,48	−0,000001151
5	16,817	51,30	−0,000001578

Die Versuche 6—9 sind mit demselben Stück, aber in senkrechter Richtung zur Längsachse des Zylinders wie bei den Versuchen 1—5 angestellt worden, das hierzu zerschnitten wurde.

Versuch Nr.	$t_2 - t_1$	$\frac{1}{2}(t_2 + t_1)$	α (lin.)
6	16,537°	15,68°	−0,000001095
7	22,337	18,63	−0,000000991
8	43,780	29,35	−0,000001262
9	36,298	42,09	−0,000001444

Zu den Versuchen 10 und 11 diente ein anderes kleineres Stück:

Versuch Nr.	$t_2 - t_1$	$^1/_2\,(t_2 + t_1)$	α (lin.)
10	17,205°	24,43°	— 0,000001225
11	24,964	45,51	— 0,000001341

Wie früher (Nr. 40) werden die Versuche auf 40° („beinahe die mittlere Temperatur der Versuche und zugleich der Punkt, bei welchem die Genauigkeit am größten gewesen sein muß") reduziert und $\frac{\Delta \alpha}{\Delta t}$ berechnet. Es ergibt sich für 40° α (lin.) $= -0{,}00000139$; $\frac{\Delta \alpha}{\Delta t} = -0{,}000000014$.

Die Prüfung einer Jodsilberstange wurde nach etwa 40 Tagen wiederholt, nachdem die Substanz inzwischen vielen Erwärmungen und Abkühlungen ausgesetzt worden war. Der Versuch, vor dem der Körper mehrere Stunden auf 100° angelassen worden war, ergibt gleichfalls einen negativen Ausdehnungskoeffizienten.

II. Versuche mit Kristallen von Jodsilber, hergestellt durch Eintauchen einer Silberplatte in eine jodwasserstoffsaure Jodsilberlösung. Spezifisches Gewicht sehr reiner Exemplare 5,677.

8 Beobachtungen an einem 6,609 mm dicken Kristall ergaben für die Richtung parallel zur c-Achse für 40° α (lin.) $= -0{,}000003966$; $\frac{\Delta \alpha}{\Delta t} = -0{,}0000000427$. 9 Beobachtungen mit weniger guter Übereinstimmung als bei der vorhergehenden Reihe (ein Teil des Kristalls ist fehlerhaft), ergaben für die Richtung senkrecht zur c-Achse für 40° α^1 (lin.) $= +0{,}000000647$; $\frac{\Delta \alpha^1}{\Delta t} = +0{,}0000000138$. Hieraus folgt der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient $\alpha'' = \frac{2\alpha^1(\text{lin.}) + \alpha(\text{lin})}{3} = -0{,}000000891$. $\frac{\Delta \alpha''}{\Delta t} = -0{,}00000000503$. Messungen in der zu den thermischen Hauptachsen um 54°44' geneigten Richtung (siehe Nr. 40) ergaben bei 40° für α den Wert $-0{,}00000093$.

III. Versuche an „komprimiertem" Jodsilber. Kalt gefälltes Jodsilber wird in einem Hohlzylinder zusammengestampft; es bildet eine homogene, polierbare Masse. Sie ist amorph (Nachweis durch Fehlen der Doppelbrechung!); ihr spezifisches Gewicht beträgt 5,569. Verwendet wird ein durch Kompression in der Längsrichtung erzeugter Zylinder von 12,345 mm Höhe und 10,5 mm Durchmesser. Die Versuche 1 und 2 sind parallel, 3 und 4 senkrecht zur Achse des Zylinders ausgeführt worden.

Versuch Nr.	$t_2 - t_1$	$^1/_2\,(t_2 + t_1)$	α (lin.) im Versuchsintervall
1	42,247°	36,38°	— 0,0000015897
2	23,638	27,08	— 0,0000014028
3	46,322	39,26	— 0,0000012123
4	21,739	26,97	— 0,0000010425

Aus 1 und 2 folgt für 40°: α_1 (lin.) $= -0{,}0000016625$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = -0{,}0000000201$.

„ 3 „ 4 „ „ „ α_2 (lin.) $= -0{,}0000012225$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = -0{,}0000000138$.

Da der Zylinder senkrecht zu seiner Achse sich wie ein hexagonaler, trigonaler oder tetragonaler Kristall nach allen Richtungen thermisch gleich verhält, wird der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient analog wie bei diesen Kristallen berechnet nach der Gleichung: mittlerer linearer Ausdehnungskoeffizient gleich: $[2\alpha_3$ (lin.) $+ \alpha_1$ (lin.)$]$, geteilt durch 3; es ergibt sich, ähnlich wie bei den Versuchen unter I., für 40° gleich $-0{,}00000137$; $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t} = 0{,}000000016$.

Ferner wurden noch α (lin.) und $\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$ für folgende Stoffe ermittelt:

	Stoff	α (lin.)	$\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$
regulär	Chlorkalium	$+0{,}000038026$	$= +0{,}0000000515$
	Salmiak	$+0{,}000062546$	$= +0{,}0000002975$
	Steinsalz	$+0{,}000040390$	$= +0{,}0000000449$
	Chlorsilber	$+0{,}000032938$	$= +0{,}0000001223$
	Bromsilber	$+0{,}000034687$	$= +0{,}0000000383$
	Bromkalium	$+0{,}000042007$	$= +0{,}0000000978$
	Jodkalium	$+0{,}000042653$	$= +0{,}0000001676$
hexagonal	Jodblei	$+0{,}000033598$	$= +0{,}0000000584$
	Jodcadmium	$+0{,}000029161$	$= +0{,}0000001747$
tetragonal	Jodquecksilber	$+0{,}000023877$	$= +0{,}0000001996$

44. A. Matthiessen, Pogg. Ann., Bd. 130, 1867, S. 50; Phil. Mag. (4), Bd. 32, 1866, S. 472. Proc. Roy. Soc. London, Bd. 15, 1866, S. 220.

Die Methode ist dieselbe, mit deren Hilfe Quecksilber untersucht wird (vgl. Nr. 41). Es werden Metalle und Legierungen geprüft. Die angegebenen Temperaturen sind stets auf volle Grade abgerundet. Außerdem wird noch der lineare Ausdehnungskoeffizient eines Kupferstabes durch Messung seiner Länge bei verschiedenen Temperaturen ermittelt. Diese Reihe von 5 Versuchen, bei denen jedesmal die Temperatur von ca. 7° auf ca. 51°, dann auf ca. 100° und dann wieder auf ca. 7° gebracht wurde, ergibt für die Länge l_t eines Kupferstabes bei t°, der bei 0° die Länge l_0 hat, die Beziehung:

$$l_t = l_0(1 + 0{,}00001555\,t + 0{,}0000000122\,t^2),$$

woraus für die kubische Ausdehnung durch Rechnung folgt:

$$V_t = V_0(1 + 0{,}00004665\,t + 0{,}0000000366\,t^2).$$

Aus den Versuchen durch Wägung in destilliertem Wasser von verschiedener Temperatur ergaben sich nachstehende Formeln für die

kubische Ausdehnung der untersuchten Metalle. Bei jedem Metall ist angegeben, wie oft das Wasser während der Versuchsreihe ausgekocht wurde. Die Metalle waren besonders gereinigt worden. Die angeführten Mittelwerte sind vom Verfasser angegeben. Einige der Stoffe sind durch Überziehen mit Firnis oder Gold gegen chemische Einflüsse des Wassers geschützt.

Antimon, vergoldet.

1. Stück. 3 Versuche bei 12, 57 und 97°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2686\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0469\, t^2)$

2. Stück. 3 Versuche bei 11, 61 und 98°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2854\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0325\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2770 + 10^{-6} \cdot 0{,}0397\, t^2)$.

Wismut, gefirnißt.

1. Stück. 3 Versuche bei 9, 51 und 96°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}3591\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0294\, t^2)$

2. Stück. 3 Versuche bei 12, 50 und 94°; Wasser zweimal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2413\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0599\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}3502\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0446\, t^2)$.

Kupfer, vergoldet.

1. Stück, von dem oben angeführten Kupferstabe abgeschnitten.
a) 3 Versuche bei 11, 51 und 97°.
$V_t = V_0(1 + 0{,}00004645\, t + 0{,}0000000336\, t^2)$.
b) 3 Versuche bei 11, 54 und 97°.
$V_t = V_0(1 + 0{,}00004681\, t + 0{,}0000000300\, t^2)$.

2. Stück. c) 3 Versuche bei 10, 60 und 95°; Wasser zweimal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}4223\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0791\, t^2)$.

Mittel aus a bis c: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}4443\, t^{*}) + 10^{-6} \cdot 0{,}0555\, t^2)$.

Blei, gefirnißt.

1. Stück. 3 Versuche bei 14, 51 und 94°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}8215\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0210\, t^2)$.

2. Stück. 3 Versuche bei 15, 53 und 91°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}8140\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0234\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}8177\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0222\, t^2)$.

Zinn.

1. Stück. 3 Versuche bei 10, 55 und 93°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}6237\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0656\, t^2)$.

2. Stück. 3 Versuche bei 8, 49 und 95°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}5964\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0922\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}6100\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0789\, t^2)$.

Silber, vergoldet.

1. Stück. 3 Versuche bei 11, 53 und 94°; Wasser dreimal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}5523\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0335\, t^2)$.

2. Stück. 3 Versuche bei 8, 51 und 97°; Wasser dreimal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}5330\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0475\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}5426\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0405\, t^2)$.

Gold, gefirnißt.

1. Stück. 3 Versuche bei 9, 45 und 95°; Wasser dreimal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}4008\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0397\, t^2)$.

2. Stück. 3 Versuche bei 11, 48 und 93°; Wasser einmal ausgekocht.
$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}4142\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0276\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}4075\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0336\, t^2)$.

Platin, (gereinigt; „geliehen von den H. H. JOHNSON und MATTHEY“).

2 Versuchsreihen mit demselben Stück.

a) 3 Versuche bei 9, 56 und 97°.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2516\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0134\, t^2)$.

b) 3 Versuche bei 7, 52 und 97°.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2591\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0074\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2554\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0104\, t^2)$.

Palladium, (gereinigt; „geliehen von den H. H. JOHNSON und MATTHEY“).

2 Versuchsreihen mit demselben Stück; nach der ersten wurde es neu poliert.

a) 3 Versuche bei 8, 56 und 98°.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}2708\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0497\, t^2)$.

b) 3 Versuche bei 10, 56 und 97°.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}3357\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}00629\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}3032\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0280\, t^2)$.

Zink, gefirnißt.

1. Stück. 3 Versuche bei 10, 51 und 96°; Wasser dreimal ausgekocht.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}7719\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}126\, t^2)$.

2. Stück. 3 Versuche bei 9, 51 und 96°; Wasser dreimal ausgekocht.

$V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}8726\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}0153\, t^2)$.

Mittel: $V_t = V_0(1 + 10^{-4} \cdot 0{,}8222\, t + 10^{-6} \cdot 0{,}070\, t^2)$.

Nach LANDOLT-BÖRNSTEIN, Phys.-chem. Tab., IV. Aufl. 1912, S. 341.

„MATTHISSEN (2)“ ist der wahre lineare Ausdehnungskoeffizient nach diesen Versuchen

für Antimon gleich 0,00000976			für Zinn gleich 0,00002138	
„ Wismut „	2835		„ Gold	1403
„ Blei „	2756		„ Zink	2835

*) Im „Phil. Mag.“ und in den „Proceedings“ lautet das Glied $10^{-4} \cdot 0{,}4463\, t$, da hier das Mittel nur aus a und b gebildet wurde.

45. H. FIZEAU, Compt. rend., Bd. 66, 1868, S. 1005, 1072; Pogg. Ann., Bd. 135, 1868, S. 372.

Methode; vgl. Nr. 40. Die Ergebnisse sind hier zunächst nach Kristallsystemen und erst innerhalb dieser nach dem Mineralsystem geordnet. Alle Ausdehnungskoeffizienten sind angegeben für einen Grad Temperaturerhöhung bei einer Temperatur von 40°; s. Nr. 40.

Reguläres System.

Es bedeutet α lineare Ausdehnungskoeffizienten

Mineral	α	in der Richtung senkrecht auf
Eisenkies	0,00000907	einer Fläche von {100} . .
„	0,00000908	einer künstlichen Fläche an einer Gruppe peruanischer Kristalle ohne gemeinsame Richtung
Bleiglanz	0,00002014	einer Spaltfläche nach {100}
„	0,00002014	einer künstlichen Oktaederfläche
Rotkupfererz	0,00000093	einer Fläche von {100}
„	0,00000093	einer zu einer Fläche von {110} senkrechten Fläche
„	0,00000093	einer künstlichen Fläche an einer Gruppe von Kristallen ohne gemeinsame Richtung
Flußspat	0,00001911	einer Spaltfläche nach {111}
	0,00001910	(einer Spaltfläche nach {111})
„	0,00001910	einer Fläche von {100} eines anderen Kristalls
„	0,00001915	einer Fläche, die um 5° gegen eine Würfelfläche eines anderen Krystalls geneigt ist

Hexagonales, trigonales und tetragonales System.

Es bedeutet α den linearen Ausdehnungskoeffizienten in der Richtung der kristallographischen c-Achse, α' den Ausdehnungskoeffizienten in der dazu senkrechten Richtung. In einer Richtung δ, die mit der c-Achse den Winkel von 54° 44′ einschließt, ergibt sich der Wert der Ausdehnung zu $\frac{\alpha + 2\alpha'}{3}$. Diese theoretisch ermittelte Beziehung wird geprüft. Ferner ist α (cub.) $= \alpha + 2\alpha'$, α (m.) der lineare Ausdehnungskoeffizient in der Richtung δ, α (lin.) $= \frac{\alpha + 2\alpha'}{3}$.

	Wismut[1]	Quarz	Kalkspat	Smaragd („Beryll“)	Zirkon, Sibirien[2]
α	0,00001261	0,0000078118 und 0,0000078117	0,00002621	0,00000106	0,00000443 Compt. rend. 0,0000443 Pogg. Ann.
α'	0,00001208	0,00001419	— 0,00000540	0,00000136	0,00000233 C. r. 0,0000233 P. A.
α (lin.)	—	0,00001206	0,00000514	0,00000056	0,00000303 C. r. 0,0000303 P. A.
α (m.)	—	0,00001206	0,00000507	0,00000057	0,00000304 C. r. 0,0000304 P. A.

[1] Beim Wismut ergibt eine 3. Beobachtung senkrecht zu einer Rhomboederfläche, also in einer Richtung von 56° 24′ gegen die c-Achse, α gleich 0,00001338 (berechnet 0,00001334).

[2] Die im Annuaire pour l'an 1888 publié par le bureau des longitudes, S. 567 abgedruckte Tabelle Fizeau's enthält für Zirkon dieselben Werte wie die Compt. rend.

Rhombisches System.

Es bedeuten: α und α' die linearen Ausdehnungskoeffizienten in der Richtung der Halbierungsgeraden des spitzen und des stumpfen Winkels der optischen Achsen, α'' in der auf der Ebene der Achsen α und α' senkrechten Ebene.

Es ist: α (lin.) $= \frac{\alpha + \alpha' + \alpha''}{3}$, also gleich einem Drittel des kubischen Ausdehnungskoeffizienten; α (m.) ist der lineare Ausdehnungskoeffizient, gemessen in einer Richtung, die mit den thermischen Achsen einen Winkel von 54° 44′ bildet.

Stoff	α	α'	α''	α (lin.)	α (m.)
Aragonit[1]	0,00003460	0,00001719	0,00001016	0,00002065	0,00002031
Topas[2]	0,00000592	0,00000484	0,00000414	0,00000497	0,00000497

[1] Es ist gemessen: α in der Richtung der kristallographischen Achse c, α' in der von b, α'' in der von c. [2] Es ist gemssen: α in der Richtung der Achse c, α' in der von a, α'' in der von b.

Monoklines System.

Zur Ermittlung der erforderlichen Konstanten wird aus dem zu prüfenden Mineral ein Würfel geschnitten, von dem ein Paar seiner Begrenzungsflächen der Symmetrieebene parallel läuft. Die beiden anderen Flächenpaare haben eine beliebige aber bekannte Orientierung. An diesen Würfel werden noch zwei Flächen angeschliffen, die die Ecken über dem positiven und dem negativen Oktanten des

Zu Nr.: 45, H. Fizeau, Monoklines System.

	Kupferlasur (Chessy), isolierter Kristall mit matten u. etwas gekrümmten Flächen	Gips[1] („fer de lance") Montmartre	Epidot[2]; guter, glasiger Kristall aus Brasilien	Augit, (Westerwald). Kristall mit einigen Sprüngen	Hornblende[3])	Feldspat. I. Adular, (St. Gotthard), mit etwas gekrümmten Flächen	Feldspat. II. Adular, von anderer Herkunft
α	0,0000125893	0,0000416340	0,0000091326	0,0000138560	—	—0,0000020039	—0,000002030
$\frac{\Delta \alpha}{\Delta t}$	0,0000000203	0,0000000936	0,0000000255	0,0000000076	—	0,0000000157	0,0000000128
α gehört zur Achse: α'	X_2 0,00002081	X_1 0,00000157	X_2 0,00000334	X_1 0,00000272	— —	X_3 0,00001907	X_3 0,000019052 $\left(\frac{\Delta \alpha'}{\Delta t} = 0,0000000106\right)$
α' gehört zur Achse: α''	X_1 — 0,00000098	X_3 0,00002933	X_3 0,00001086	X_3 0,00000791	— —	X_1 —0,00000148=	X_1 —0,000001507 $\left(\frac{\Delta \alpha''}{\Delta t} = 0,0000000146\right)$
α'' gehört zur Achse: α (cub.)	X_3 0,000032417	X_2 0,00007254	X_1 0,000023335	X_2 0,000024487	— 0,000025971[4])	X_2 0,000015589	X_2 0,000015515
$\frac{\Delta \alpha\,(cub.)}{\Delta t}$	0,0000000867	0,0000001388	0,0000000766	0,0000000360	0,0000000605	0,0000000459	0,0000000380
α (m.)	0,000010806	0,00002418	0,000007778	0,000008162	0,000008657	0,000005196	0,000005172
$\frac{\Delta \alpha\,(lin.)}{\Delta t}$	0,0000000289	0,0000000463	0,0000000255	0,0000000120	202	0,0000000153	0,0000000127
φ;	$(X_1 a) = -29^0 3'$;	$(X_3 a) = +47^0 44'$	$(X_3 a)$[5]) = $+34^0 18'$	$(X_3 a) = +53^0 37'$	—	—	$(X_1 a) = +18^0 48'$

[1]) Ein Kristall von weißem Gips ergab in einer der Achse X_3 sehr nahen Richtung für α' den Wert 0,000001598.
In zwei Richtungen, die symmetrisch zur Symmetrieebene eines Gipskristalles liegen, ergeben sich die beiden Werte 0,00001945 und 0,00001938. Jede der beiden symmetrischen Richtungen bildet mit der Symmetrieachse den Winkel 54° 44' und liegt mit ihr in einer Ebene.
In der Richtung senkrecht zum faserigen Bruch ist der Ausdehnungskoeffizient gleich 0,0000274640, seine Änderung mit der Temperatur ist gleich 0,0000000288. [2]) Ein zweiter Kristall ergab in der Richtung der Achse X_1 für α'' den Wert 0,00001061. [3]) Die erhaltenen Werte sind sehr unsicher, weil der faserig aufgebaute Kristall während der Versuche die Luftfeuchtigkeit stark absorbierte und wieder verlor. [4]) In Pogg. Ann. steht irrtümlich: 0,009025971. [5]) Nach Th. Liebisch wäre $\varphi = 34^0 8'$.

Würfels gerade abstumpfen. Man bestimmt nun die Änderungen der Dicken durch Temperaturerhöhung in den auf diesen Flächen senkrechten Richtungen, wodurch man die Grundlagen für die Berechnung gewinnt. In der Tabelle bedeutet: α den Ausdehnungskoeffizienten in der Richtung der Symmetrieachse (b-Achse), α' den Ausdehnungskoeffizienten derjenigen thermischen Achse, die der auf (100) senkrechten Richtung am nächsten liegt, α'' den Ausdehnungskoeffizienten in der Richtung der dritten thermischen Achse. Um die Richtung der thermischen Achse genauer festzulegen, deren zugehöriger Ausdehnungskoeffizient α'' ist, wird noch angegeben der Winkel φ, den jene Achse mit der kristallographischen Klinoachse a einschließt. Das positive Vorzeichen von φ zeigt an, daß dieser Winkel von der Achse a aus im Raume des stumpfen Winkels zwischen den Achsen a und c zu zählen ist. Mit X_1, X_2, X_3, sind die Richtungen der größten, mittleren und kleinsten Ausdehnung bei den thermischen Achsen bezeichnet.

Es ist: $\alpha\,(\text{cub.}) = \alpha + \alpha' + \alpha''$; $\alpha\,(\text{lin.}) = \frac{\alpha + \alpha' + \alpha''}{3}$. Bei den Werten von φ sind angegeben die von Th. Liebisch (Physikalische Kristallographie, Leipzig 1891, S. 99) angeführten Zahlen, da sie die Lage des Winkels ohne Zuhilfenahme von Figuren besser anzugeben gestatten, als es nach den Angaben Fizeau's möglich ist. Siehe die Tabelle auf S. 377.

46. C. Pape, Pogg. Ann., Bd. 135, 1868, S. 1.

Es wird die thermische Ausdehnung von Kupfersulfat untersucht durch Messung von Flächenwinkeln von Kristallen auf einem Meyerstein'schen Goniometer (Pogg. Ann., Bd. 98, 1856, S. 91; Bd. 114, 1861, S. 140), das nur eine direkte Ablesung von Minuten und eine Schätzung von halben Minuten gestattet. Die Kristalle werden zur Erwärmung in Luftbäder eingesenkt und auch über 60°, also über ihre Zersetzungstemperatur erhitzt, denn, da die Zersetzung langsam vor sich geht, sind selbst bei zwei Erhitzungen noch immer zuverlässige Messungen möglich. Benutzt werden die Flächen p (111)[1], m (120)[1], t (110)[1] und w (1133)[1]. C_1 und C_2 sind die den Temperaturen t_1 und t_2 entsprechenden Winkel, C_3 und C_4 sind die zu den Berechnungen verwandten Mittelwerte der Winkel, die durch Reduktion der Versuchsergebnisse auf die Temperaturen 0 und 100° erhalten wurden.

I. Winkel p : t

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
1	13,13°	62,50°	52° 26,86′	52° 30,28′	52° 22,90′	52° 29,32′
1	11,63	60,00	26,75	30,17		
2	15,31	62,13	24,14	27,14		
2	15,06	63,56	23,50	26,30		
3	15,25	67,31	127° 29,80	127° 26,70		

II. Winkel p : m

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
4	13,13°	64,38°	72° 23,64'	72° 20,64'		
4	11,50	64,13	23,70	20,80		
5	13,38	59,75	107° 33,64	107° 36,62		
6	14,38	65,63	72° 5,57	72° 2,86		
6	14,19	63,69	6,00	3,21	72° 6,60'	72° 0,72'
6	14,50	61,31	5,71	2,64		

III. Winkel p : w.

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
7	11,44°	59,94°	77° 59,80'	77° 52,60'		
7	10,50	58,94	78° 0,50	53,00	78° 1,72'	77° 46,07'
7	12,06	64,38	79° 59,70	51,83		
8	13,69	62,56	78° 21,00	12,80		
8	11,50	60,44	20,70	12,83		

IV. Winkel p : w

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
9	13,31°	57,81°	72° 33,00'	72° 33,50'		
9	13,88	58,94	33,00	33,29	72° 32,63'	72° 33,82'
9	8,81	59,81	32,29	33,21		

V. Winkel w : t

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
10	10,69°	57,19°	63° 41,50'	63° 44,21'		
10	12,56	60,06	41,70	44,17	63° 40,45'	63° 45,92'
11	13,00	65,31	40,10	42,90		

VI. Winkel t : m

Nr. des Kristalls	t_1	t_2	C_1	C_2	C_3	C_4
12	11,75°	62,50°	122° 56,79'	123° 0,00'	122° 58,13'	123° 3,89'
13	13,38	59,56	123 1,00	3,70		

Den Berechnungen der Lage der thermischen Achsen wird das von den Flächen p, m, t und w gebildete Tetraeder zugrunde gelegt. C_1 und C_2 sind die Flächenwinkel bei 0° und 100°, die von den angegebenen Flächen gebildet werden.

Flächen	C_1	C_2	Flächen	C_1	C_2
m, t	122° 58,13′	123° 3,89′	m, w	107° 27,37′	107° 26,18′
m, p	72 6,60	72 0,72	p, w	101 58,28	102 13,39
p, t	127 37,10	127 30,68	t, w	116 19,55	116 14,08

Die Berechnungen sind mit den ersten fünf Winkeln ausgeführt. Der Anfangspunkt 0 der drei aufeinander senkrechten Koordinaten x_1, x_2, x_3 wird in den Durchschnittspunkt der drei Flächen p, m und t gelegt, wobei x_3 mit der Kante t : m zusammenfällt. Die Winkel C'_1 bis ω'''_3 der thermischen Achsen, in denen die Dilatationen r′, r″, r‴ stattfinden, mit den Achsen x_1, x_2, x_3 sind

C'_1 = 82° 31,2′	C''_1 = 57° 57,0′	C'''_1 = 33° 2,5′
C'_2 = 81 2,2	C''_2 = 32 36,6	C'''_2 = 59 35,7
C'_3 = 11 43,0	C''_3 = 86 36,2	ω'''_3 = 78 17,9

Mit Hilfe der von JOULE und PLAYFAIR (Nr. 16) für die kubische Ausdehnung ermittelten Werte ergibt sich r′ = —0,0006481; r″ = +0,0029048; r‴ = +0,0051070.

Zu dem Thema „Die chemischen Achsen des Gipses", das gleichfalls Gegenstand der Arbeit ist, wurden keine neuen Versuche ausgeführt.

[1]) Angabe des Verfassers.

47. A. TRIBE, Journ. of. the Chem. Society, Bd. 21 der Gesamtreihe, 1868, S. 71.

Der Verfasser schließt aus der Tatsache, daß bei seinen zahlreichen Versuchen über die Abkühlung von geschmolzenem Wismut, die feste Phase stets am Boden des Gefäßes zuerst auftrat, daß das geschmolzene Metall sich während der Abkühlung auf die Schmelztemperatur nicht ausdehnt, sondern daß die starke Ausdehnung allein durch die Kristallisation bedingt wird. Das Festsitzen des spezifisch leichteren kristallisierten Wismuts an den Wänden des Schmelzgefäßes wird auf „Haften" an den Gefäßwänden zurückgeführt.

48. H. FIZEAU, Pogg. Ann., Bd. 138, 1869, S. 26. Compt. rend., Bd. 68, 1869, S. 1125.

Methode vgl. Nr. 40. Die Messungen wurden zwischen 20° und 80° ausgeführt. Die Länge der zu den Versuchen benutzten Stücke betrug 2 mm bis 16 mm; reinste Substanzen wurden verwendet. Das benutzte Instrument zeigt noch Längenveränderungen von $\frac{1}{30\,000}$ mm an. Es werden bei den meisten Stoffen durch Guß hergestellte Stangen, also kristallinische Aggregate, verwendet; demnach werden nur Mittelwerte des Koeffizienten der linearen Ausdehnung bei den nicht regulär kristallisierenden Körpern ermittelt. Um bei einigen von diesen Stoffen Stücke von möglichst homogener Beschaffenheit zur Feststellung des Mittelwertes der Koeffizienten der linearen Ausdehnung zu erhalten, wurden die Substanzen möglichst fein und gleichmäßig gepulvert und dann in Stangenform gepreßt.

Substanz	Koeffizient α der linearen Ausdehnung (bei nicht regulär kristallisierenden Körpern der mittlere Koeffizient) für 1° Temperaturerhöhung bei 40°	$\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$	Berechnete Verlängerung der Längeneinheit bei der Erwärmung von 0° auf 100° $100\left(\alpha+10\frac{\Delta\alpha}{\Delta t}\right)$
Diamant,	0,00000118	0,0000000144	0,000132
Gaskohle,	0540	110	0551
Graphit (Batongol),	0786	101	0796
Schwefel (Sizilien), gepulvert und in Stangen gepreßt, („Mittl. Ausdehnung, nach dem Winkel 54° 44' mit den 3 Kristallachsen“),	6413	0,0000003348	6748
Selen, gegossen,	3680	0,0000001115	3792
Tellur, gegossen,	1675	0,0000000575	1732
Antimon, „Rhomboeder v. 117° 40'“,			
a) in der Richtung der c-Achse:	1692	— 0,0000000094	1683
b) senkrecht dazu,	0882	134	0895
c) Mittler. Ausdehnungskoeffizient, berechnet,	1152	058	1158
Arsen, „sublimiert, in verworrenen Kristallen“,	0559	432	0602
Wismut, „Rhomboeder v. 87° 40'“,			
a) in der Richtung der c-Achse:	1621	209	1642
b) senkrecht dazu:	1208	311	1239
c) Mittler. Ausdehnungskoeffizient, berechnet:	1346	277	1374
Eisen, weiches, f. Elektromagnete,	1210	185	1228
Eisen, durch Wasserstoff reduziert und in Stangen gepreßt,	1188	205	1208
Meteoreisen (Caille),	1095	175	1113
Gußstahl, französischer,			
a) gehärtet,	1322	329	1362
b) angelassen,	1101	124	1113
Gußstahl, englischer, angelassen,	1095	152	1110
Gußeißen, graues,	1061	137	1075
Nickel } Durch Wasserstoff reduz. u. in Stangen gepreßt	1279	071	1286
Kobalt } Durch Wasserstoff reduz. u. in Stangen gepreßt	1236	080	1244
Kupfer, gediegen, (Lake Superior),	1690	183	1708
Kupfer, gegossen,	1678	205	1698
Blei, gegossen,	2924	239	2948
Zinn, von Malacca, gepulvert und in Stangen gepreßt.	2234	351	2269
Silber, gegossen,	1921	147	1936
Gold, gegossen,	1443	083	1451
Platin, gegossen,	0899	078	0907
Platin mit $\frac{1}{10}$ Teil Iridium, Material des Dreifußes an dem zu diesen Versuchen dienenden Instrument, gegossen,	0884	076	0892
Iridium, geschmolzen,	0700	079	0708
Osmium, „halbgeschmolzen“,	0657	218	0679
Rhodium, „halbgeschmolzen“,	0850	081	0858

Substanz	Koeffizient a der linearen Ausdehnung (bei nicht regulär kristallisierenden Körpern der mittlere Koeffizient) für 1° Temperaturerhöhung bei 40°	$\frac{\Delta a}{\Delta t}$	Berechnete Verlängerung der Längeneinheit bei der Erwärmung von 0° auf 100° $100\left(a+10\frac{\Delta a}{\Delta t}\right)$
Ruthenium, „halbgeschmolzen, porös",	0,00000963	—0,0000000281	0,000991
Palladium, geschmiedet, angelassen,	1176	132	1189
Zink, sublimiert und in Stangen gepreßt,	2918	—0,0000000127	2905
Anthrazit, (Pennsylvanien),	2078	—0,0000000815	1996
Steinkohle, (Charleroy),	2782	295	2811
Paraffin, (Rangoon); bei etwa 56° flüssig werdend,	27854	0,0000009926	—

49. G. GORE, Proc. Roy. Soc. London, Bd. 17; 1868/69, S. 260. Phil. Mag. (4), Bd. 38, 1869, S. 59.

Es wird folgende Erscheinung bei Eisendrähten von ungefähr 21,5 cm Länge und etwa 0,65 mm Dicke quantitativ untersucht. Erhitzt man einen derartigen Draht durch einen elektrischen Strom auf helle Rotglut, so zieht er sich zunächst zusammen, um sich jedoch alsbald um ungefähr $\frac{1}{240}$ der Länge des erhitzten Teiles auszudehnen, worauf dann wieder eine Kontraktion erfolgt, die jedoch die ursprüngliche Länge des Drahtes nicht wieder zurückruft. Drähte aus Palladium, Platin, Gold, Silber, Kupfer, Blei, Zinn, Cadmium, Zink, Messing, Aluminium, Magnesium und Neusilber zeigen kein entsprechendes Verhalten.

50. W. RAYD, Inaug.-Diss., Göttingen 1869.

Nach ausführlicher Behandlung der bisherigen Literatur wird eine neue Versuchsanordnung zur Prüfung der thermischen Ausdehnung fester und flüssiger Körper beschrieben. Ergebnisse will der Verfasser später mitteilen.

51. H. SOLEIL, Compt. rend., Bd. 69, 1869, S. 954; Dingler polytechn. Journ., Bd. 195, 1870, S. 90.

Nach FIZEAU (Nr. 40) dehnt sich BERYLL bei der Erwärmung senkrecht zur kristallographischen c-Achse aus und zieht sich in der Richtung parallel zu dieser Achse zusammen. Zwischen beiden Richtungen muß es eine Richtung geben, in der die Länge eines ihr

parallelen Stahles von der Temperatur unabhängig ist, so daß ein derartiger Stab zur Herstellung eines vom Klima unabhängigen Maßstabes dienen könnte.

52. H. Wild, „Bericht über die Arbeiten zur Reform des schweizerischen Urmaßes", Neue Denkschrift der allgem. schweiz. Ges. f. d. gesamt. Naturw. Zürich, Bd. 23, 1869, S. 1.

In der Arbeit werden benutzt lineare Ausdehnungskoeffizienten von Platin und Quarz; der von Quarz nach der Bestimmung von Steinheil (Nr. 14), der für Platin nach der Untersuchung von J. C. Borda. Auf ein besonderes Referat über die Arbeit Borda's wurde verzichtet, da jener Forscher bereits 1799 gestorben ist; vergl. jedoch auch hierzu Nr. 14.

53. J. Bosscha, jun., Pogg. Ann., Erg.-Bd. V, 1871, S. 276.

Es wird eine Neuberechnung der Werte der von Regnault (Nr. 15) für Quecksilber erhaltenen Ausdehnungskoeffizienten vorgenommen, nachdem der Verfasser zunächst auf Fehler in der Berechnungsweise Regnaults hingewiesen und dann noch an den unmittelbar beobachteten Versuchszahlen Korrektionen angebracht hat. Einzelheiten über die Grundlagen der neuen Berechnungen mögen im Original nachgelesen werden.

Versuchsreihe I.

Nr.			
Nr. 1	α, korrigiert,	gleich:	0,00018074
„ 2	„	„	17961
„ 3	„	„	17992
„ 4	„	„	18037

Versuchsreihe II.

Nr.			
Nr. 5	α, korrigiert,	gleich:	0,00018060
„ 6	„	„	17991
„ 7	„	„	18042
„ 8	„	„	18017
„ 9	„	„	18043
„ 10	„	„	18032

Versuchsreihe III.

Nr.			
Nr. 11	α, korrigiert,	gleich:	0,00018026
„ 12	„	„	18080
„ 13	„	„	18072
„ 14	„	„	18052
„ 15	„	„	18065
„ 16	„	„	18117
„ 17	„	„	18059
„ 18	„	„	18085
„ 19	„	„	18125
„ 20	„	„	18140
„ 21	„	„	18128

Versuchsreihe IV.

Nr.			
Nr. 22	α, korrigiert,	gleich:	0,00018315
„ 23	„	„	18110
„ 24	„	„	18130
„ 25	„	„	18083
„ 26	„	„	18097
„ 27	„	„	18057
„ 28	„	„	18106
Nr. 29	α, korrigiert,	gleich:	0,00018096
„ 30	„	„	18090
„ 31	„	„	18094
„ 32	„	„	18081
„ 33	„	„	18094
„ 34	„	„	18107
„ 35	„	„	18154

Mit Berücksichtigung des Gewichtes der einzelnen Messungen erhält man als allgemeines Mittel:

0,00018077;

als Mittel der Versuchsreihen I bis IV:

Reihe I: 0,00018018
Reihe II: 0,00018027
Reihe III: 0,00018093
Reihe IV: 0,00018103

BOSSCHA berechnet für die Versuche Regnaults die Formel:

$$V_t = V_0 \cdot e^{0,00018077\,t}$$

Diese Formel drückt die Ausdehnung des Quecksilbers zwischen 24° und 283° viel strenger aus als die von Regnault angegebene, die den bei sehr hohen Temperaturen gemessenen Werten besser entspricht.

54. G. GOVI, Il nuovo Cimento [2], Bd. 5—6, 1871, S. 186.

Der Verfasser erklärt die Berechnung der Versuche REGNAULTS (Nr. 15) für fehlerhaft und gelangt selbst zu der nachstehenden Tabelle für die Ausdehnung von Quecksilber. Die Bedeutung der angewandten Abkürzungen ist dieselbe wie bei Nr. 15.

t	dV	α	β	T
0°	0,0000000	0,000000000	0,000179010	0,0000
10	17926	179262	514	9,8750
20	35903	514	80019	19,7777
30	53930	767	523	29,7082
40	72008	180019	181028	39,6665
50	90136	271	532	49,6526
60	108314	523	182037	59,6665
70	126543	776	541	69,7082
80	148222	181028	183046	79,7777
90	163152	280	550	89,8749
100	181532	532	184054	100,0000
110	199963	784	559	110,1528
120	218444	182037	185063	120,3335
130	236976	289	568	130,5419
140	255558	541	186072	140,7781
150	274190	793	577	151,0420
160	292873	183046	187081	161,3338
170	311606	298	586	171,6534
180	330390	550	188090	182,0007
190	349224	802	594	192,3759
200	368109	184054	189099	202,7788
210	387044	307	603	213,2095
220	406030	559	190108	223,6680
230	425066	811	612	234,1543
240	444152	185063	191117	244,6684
250	463289	316	621	255,2103
260	482476	568	192126	265,7799
270	501714	820	630	276,3774
280	521002	186072	193134	287,0026
290	540341	324	639	297,6556
300	559730	577	194143	308,3364
310	579170	829	648	319,0450
320	598660	187081	195152	329,7814
330	618200	333	657	340,5456
340	637791	586	196161	351,3375
350	657432	838	666	362,1573

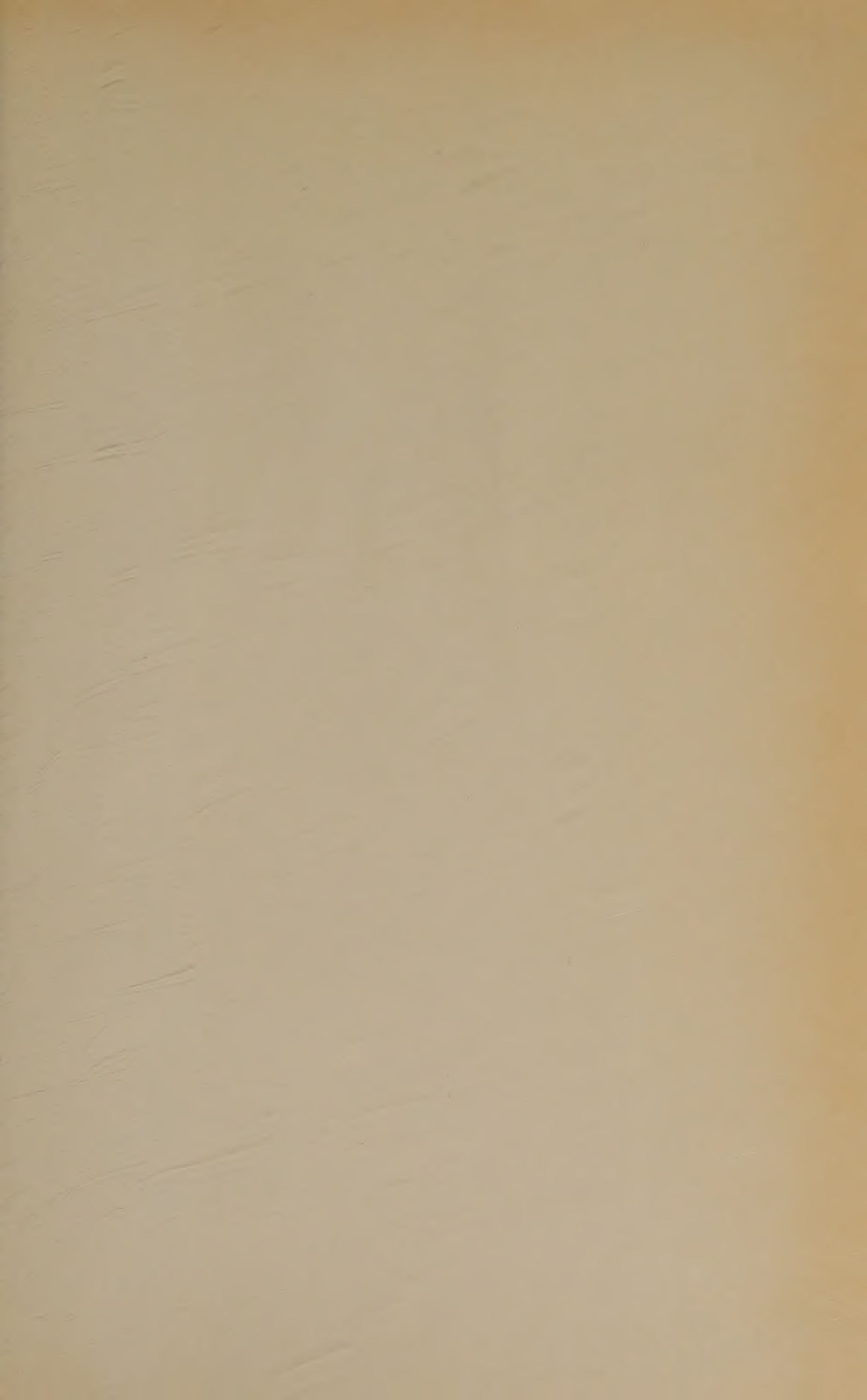
Fortsetzung in Bd. V, 1915.












BOUND BY
HNM

